

Petrographisch-geochemische Untersuchungen an Olivinknollen verschiedener Vorkommen

von

Dieter Schütz

aus Eisenach

1965

Petrographisch-geochemische Untersuchungen
an Olivinknollen verschiedener Vorkommen

Inaugural-Dissertation

DER NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

DER FRIEDRICH-ALEXANDER-UNIVERSITÄT ERLANGEN-NÜRNBERG

ZUR

ERLANGUNG DES DOKTORGRADES

vorgelegt von

DIETER SCHÜTZ

aus Eisenach

Als Dissertation genehmigt von der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Erlangen-Nürnberg

Tag der mündlichen Prüfung: 21. 7. 1965

Dekan: Universitätsprofessor Dr. TH. ERNST

Berichterstatter: Universitätsprofessor Dr. TH. ERNST

Berichterstatter: Universitätsdozent Dr. K. von GEHLEN



Petrographisch-geochemische Untersuchungen an Olivinknollen verschiedener Vorkommen

Von

Dieter Schütz, Erlangen

Mit 11 Abbildungen und 6 Tabellen im Text und auf 1 Beilage

Petrographisch-geochemische Untersuchungen an Olivinknollen verschiedener Vorkommen¹

Von

Dieter Schütz, Erlangen

Mit 11 Abbildungen und 6 Tabellen im Text und auf 1 Beilage

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung und Problemstellung	159
2. Gefügeuntersuchungen	159
3. Petrographisch-geochemische Zusammensetzung der Olivinknollen	165
a) Modalzusammensetzung der Knollen	165
b) Chemische Pauschalzusammensetzung der Knollen	166
c) Petrographische Zusammensetzung der Phasen	167
d) Chemische Zusammensetzung paragenetischer Einzelminerale	168
e) Die Wirtsbasalte und deren mafische Einsprenglinge	176
4. Zusammenfassung	180
5. Untersuchungsmethoden	182
6. Anhang: Analysen	184
7. Literaturverzeichnis	189

Summary: Olivine nodules of some alkali and nepheline basalts differ not only in their petrofabric but also in the geochemical distribution of the elements. These results are at variance with former studies. Several stages of transformation have to be assumed. These effects can be explained by changes in PT conditions, especially the oxygen pressure. In spite of a relatively constant Fe/Mg-ration between olivines and orthopyroxenes the equilibrium was not reached. The uniform chemical composition of the orthopyroxenes in comparison with other paragenetic phases is surprising. The crystallization of the bronzites probably takes place in an intermediate transformation stage. The complicated sequence of reactions in the different phases of the olivine nodules, however, permits no definitive explanation so that further investigations are necessary.

¹ Als Dissertation genehmigt von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Erlangen-Nürnberg.

Zusammenfassung: Die Olivinknollen mehrerer Alkali- und Nephelinbasalte zeigen, entgegen früheren Untersuchungen, nicht nur gefügekundliche, sondern ebenso Veränderungen hinsichtlich ihrer geochemischen Elementverteilung, so daß mehrere Umwandlungsstadien angenommen werden müssen. Diese Erscheinung kann nur auf extreme pT- und Sauerstoffdruckänderungen zurückgeführt werden, wobei allerdings, trotz relativ konstantem Fe/Mg-Verhältnis zwischen den Olivinen und Orthopyroxenen, keine Gleichgewichtseinstellung erfolgte. Auffallend dabei ist ferner die einheitliche chemische Zusammensetzung der Orthopyroxene gegenüber den anderen paragenetischen Phasen. Die Kristallisation der Bronzite fällt somit wahrscheinlich in ein intermediäres Transformationsstadium. Der komplizierte Folgereaktionsmechanismus der verschiedenen Phasen der Olivinknollen läßt jedoch noch keine endgültige Aussage zu, so daß weitere Untersuchungen angebracht erscheinen.

1. Einleitung und Problemstellung

Die Genese der Olivinknollen mancher Eruptivgesteine und deren Herkunft gehören seit über dreißig Jahren zu den umstrittenen Problemen der Basaltmagmen- und Peridotitentstehung. Einerseits werden die Olivinknollen als Assimilationsprodukte der Basalte aus einer ultramafischen, extrem metamorphen „Submoho-Zone“ des oberen Erdmantels betrachtet, andererseits werden sie als Frühdifferentiate basaltischer Magmen eines Subvulkans der tieferen Erdkruste gedeutet. Der augenblickliche Stand der Erdkrusten- und Erdmantelforschung wurde anläßlich einer Tagung in Erlangen im November 1962 eingehend diskutiert und im N. Jb. Miner. Mh. 9/10, 1963 veröffentlicht. Man war damals der Auffassung, daß weitere Untersuchungen experimenteller wie auch petrographisch-geochemischer Art an Olivinknollen aus Basalten zur Klärung dieser Probleme mit beitragen würden. Deshalb wurden im Rahmen dieser Arbeit umfangreiche Untersuchungen an Olivinknollen geeigneter Größe durchgeführt. Sie stammen vom Hirzstein bei Elgershausen im Habichtswald (Meßtischblatt Niederzwehren 1:25 000), von Gonterskirchen im mittleren Vogelsberg (Steinbruch 1 km südöstlich vom Steinbacher Kopf, Geol. Karte 1:25 000, Bl. Nidda-Schotten) und vom Zinster Berg bei Zinst (Geol. Karte 1:25 000, Bl. Pingarten-Kemnath) im Vorland der Böhmischen Masse. Es sollte festgestellt werden, inwieweit die bislang gefundenen Prinzipien geochemischer Elementverteilung und Gefügeregelung bei Lherzolithknollen verschiedener Vorkommen gewahrt bleiben und welche Schlußfolgerungen sich daraus ergeben.

2. Gefügeuntersuchungen

Es sollte nachgewiesen werden, ob bei den Olivinen und Pyroxenen ein dachziegelartiges, nach Korngestalt geregeltes Anlagerungsgefüge vorliegt, das nach FRECHEN (1948) und BROTHERS (1959) in lamellar fließender Basaltschmelze entstanden ist oder ob ein hochgradig metamorphes, gitterorientiertes Tektonitgefüge nach ERNST (1935), COLLÉE (1963) u. a. aus-

gebildet ist. Ferner sollte der Nachweis erbracht werden, inwieweit die Regelungsprinzipien der Olivinknollen verschiedener Vorkommen all-gemeingültig sind. Dazu wurden acht verschiedene Knollen eingehend untersucht. Die Verformungsmöglichkeiten sind bereits von ERNST (1935), FAIRBAIRN (1949), CHUDOBA & FRECHEN (1950), BROTHERS (1959), COLLEÉ (1963) u. a. schon diskutiert worden. Nach letzterem soll die Haupt-x-Fläche mit der Z_{En} - und Z_{O1} -Richtung zusammenfallen. Aus strukturellen Gründen ist (010) die wahrscheinlichste Gleitebene. Nach FAIRBAIRN (1949) ist Z_{O1} bzw. [100] die Gleitrichtung 1. Ordnung und Y_{O1} bzw. [001] die Gleitrichtung 2. Ordnung. Steht die zweite Gleitrichtung senkrecht zur Bewegungsrichtung, so kann eine Flexurgleitung auf dieser Ebene mit [100] als Gleitrichtung stattfinden. Diese Internrotation führt zu den bekannten Translationslamellen parallel [100]. Zwischen den kristallographischen Achsen und den Hauptbrechungsindizes wurde, in Übereinstimmung mit COLLÉE (1963), folgender Zusammenhang gefunden.

$$X_{O1}(\alpha) = b [101] \sim Y_{En}(\beta) = a [100]$$

$$Y_{O1}(\beta) = c [001] \sim X_{En}(\alpha) = b [101]$$

$$Z_{O1}(\gamma) = a [100] \sim Z_{En}(\gamma) = c [001]$$

Ein komplizierter Mechanismus führt zur Gürtelbildung von (010)-Pole der Olivine. Nach FAIRBAIRN sollte dies durch intergranulare Rotation um Y_{O1} bzw. [001] hervorgerufen werden, entsprechend einer durch Strain verursachten Flexurgleitung auf (010) entlang [100]. Unabhängig davon kann eine Gitterorientierung von X_{O1} nach den Experimenten von BAUTSCH (1960) parallel dem Haupttemperaturkoeffizienten bei der Rekristallisation vorher unorientierter Olivine im festen Zustand bei 800° Centstehen, wobei Y_{O1} sich in Richtung der kleineren Temperaturgradienten einregelt. Im folgenden sollen nun die einzelnen Regelungstypen besprochen werden.

a) Olivinknollen Nr. 1666 und Nr. 1716 vom Zinster Berg: In den hier unveröffentlichten Gefügediagrammen liegt das X_{O1} -Maximum senkrecht zum Z_{O1} -Gürtel wie beim „Dreiser-Weiher-Gefüge“, dem Primordialgefüge des Erdmantels nach den TEX (1963). Die Gefügesymmetrie ist monoklin bis pseudorhombisch. Die Enstatite sind, obgleich ihre prismatische [001]-Tracht stumpfer ist als die der Olivine, ebenfalls in der S-Fläche unter Ausbildung von Y-Gürtel eingeregelt. Durch mehrere parallele Schnitte durch die Olivinknolle konnte nachgewiesen werden, daß die Lage der Maxima für die verschiedenen Schnitte nicht mehr mit den Raumkoordinaten übereinstimmen. Es tauchte nun die Frage auf, ob hier eine gesetzmäßige Externrotation nach definierten Richtungen im cm-Bereich der Olivinknollen vorliegt oder ob es sich um lokale Inhomogenitäten des Gesamtgefüges handelt. Dies sollte eingehender anhand paralleler Schnitte im Abstand von 2,5 cm (vgl. Abb. 1a) bei den Gonterskirchener Knollen überprüft werden.

b) Olivinknollen Nr. 1667 (Abb. 1 a und 1 b) und Nr. 1714 von Gonterskirchen: Das Gesamtgefüge ist ebenfalls als „Dreier-Weiher-Gefüge“ (siehe COLLÉE 1963) mit relativ homogenem Gefügehäbitus ausgebildet. Es hat, wie bereits erwähnt, eine variable Tropie in Abhängigkeit von der Lage der parallelen Schnitte. Wie eine Gegenüberstellung der im Schnitt Lu (Längsschnitt) gemessenen und auf Schnitt B (Querschnitt) rotierten Diagramme D_{10-15} zeigt, treten keine durch Schnitteffekt bedingten Veränderungen auf. Hierbei stellten D_{13-15} die unkorrigierten, D_{10-12} die nach SANDER & KASTLER & LADURNER (1954—57) korrigierten Gefügediagramme dar mit einem mittleren Korrekturfaktor $K = 0,7$ für „stäbchenförmige“ Minerale.

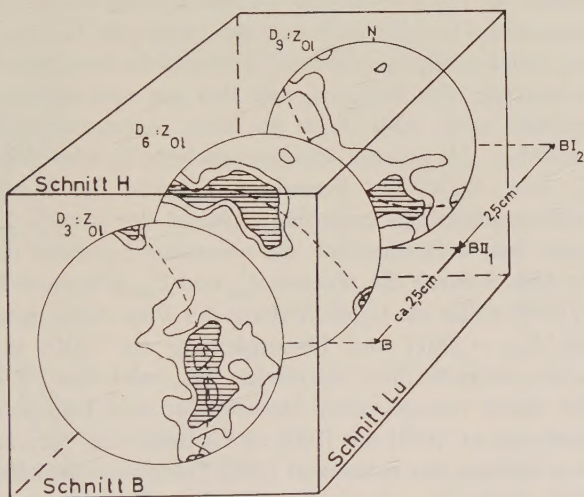


Abb. 1a. Olivinknolle 1667 von Gonterskirchen; Parallele Schnittlagen der Diagramme D_3 , D_6 und D_9 .

Das X_{Ol} -Maximum wandert in den Diagrammen (vgl. Abb. 1 b) von der Grenze des zweiten und dritten Quadranten (Diagramm D_1) über den dritten Quadranten (D_4) zum ersten Quadranten zurück; dementsprechend rotiert auch der Z_{Ol} -Gürtel unter Ausbildung eines abgeschwächten Maximums, während Y_{Ol} sich praktisch unspezifisch verhält. Das hier nachgewiesene, in verschiedenen Stadien der Externrotation entwickelte, funktionale Gefüge dürfte ebenso wie einige durch Biegegleitfaltung verformte Olivine gegen eine dachziegelartige Anlagerung aus einer lamellar fließenden Silikatschmelze sprechen. Diese Biegegleitfaltung hat wahrscheinlich die zu beobachtende, plastische Verformung der Olivine bewirkt. Eine Formregelung bzw. Ausbildung kristallographischer Flächen kann, wie JACKSON (1961) an Peridotiten des Stillwaterkomplexes nachwies, zwar auch eine Gitterorientierung in Abhängigkeit von der Kristalltrachtausbildung

hervorrufen, jedoch ist nach HARTMANN & PERDOK (1955) die Gitterorientierung primärer Entstehung. Da im vorliegenden Fall eine Regelung nach der Korngestalt kaum vorhanden ist, und auch ein Zonarbau der Knollen nicht beobachtet werden konnte, dürfte dieses Gefüge nicht durch Anlagerung, sondern durch intensive Kleinfaltung im größeren geologischen Bauverband entstanden sein, zumal Knollen eines Vorkommens die gleiche Regelung aufweisen.

c) Olivinknollen Nr. 1555 (Abb. 3, D_{16-21}) und 1715 von Hirzstein: Makroskopisch unterscheiden sich diese Olivinknollen von den bislang besprochenen Knollen durch eine kleinere Korngröße der Hauptgemengteile. Diese besitzen eine festere und dichtere Packung der Körner, so daß die Dünnschliffe bei der Herstellung weniger zu Ausbrüchen neigen. Wie bei allen untersuchten Knollen sind auch hier, selbst bei Knollen mit 20 cm Durchmesser, keine gefügekundlichen Unterschiede zwischen Kern- und Randzone erkennbar. Die Regelung mit den gut entwickelten Z_{01} - und Z_{En} -Kreuzgürteln (siehe Abb. 3) ist mit dem „Auvergne-Typ“ COLLÉES (1963) vergleichbar. Als primäre Bänderungsebene S_1 wird der schwächer besetzte Z'_{01} - bzw. Z'_{En} -Gürtel betrachtet, während der zweite, infolge stärkerer Deformation besser ausgeprägte Gürtel, der sowohl Z'_{01} als auch Z'_{En} gemeinsam hat, wahrscheinlich die sekundäre S_2 -Ebene darstellt. Ihr Verlauf ist in Abb. 3 durch die Maxima Z'_{01} und Z'_{En} gekennzeichnet. Nach FAIRBAIRN (1949) sollte die Gürtelbildung der Pole durch intergranulare Rotation um $Y_{01} = [001]$ und Flexurgleitung auf (010) in Richtung $[100] = Z_{01}$ im „semisolid flow“ stattfinden. Im „solid-flow“-Zustand wird im folgenden durch intragranulare Deformation und Rotation nur noch eine Flexurgleitung auf (001) mit $[100]$ als Gleitrichtung verursacht. Diese führt dann zur Bildung der bekannten (100)-Translationslamellen. Im vorliegenden Fall dürfte X_{01} durch den primären Deformationsprozeß im „semisolid flow“ bzw. quasi plastischen Stadium als NW—SE verlaufender Gürtel, mit R'_{01} bzw. Z_{01} als Rotationsachse, ausgewalzt worden sein. Durch intragranulare Rotation von $Z_{01} = [100]$ und $Y_{01} = [001]$ um X_{01} bzw. R'_{01} als Rotationsachse wurde später der primäre Gürtel überprägt und in Richtung SW—NE ausgelenkt. Je nach dem Vorherrschen einer der beiden oben angeführten Rotationen erhält man verschiedene Gefügebilder im Kleinbereich, die entweder das Vorwalten des quasi-plastischen oder des nicht-plastischen Deformationsprozesses und der Kataklyse anzeigen. Man erkennt, daß der bei 7 kbar und 850° C experimentell von RALEIGH (1965) gefundene Gleitmechanismus in $\{110\}$ nach $[001]$ mit dem der Knollenolivine nicht übereinstimmt. Ebenso ist eine Basisverzwillingung der Orthopyroxene nur in seltenen Fällen beobachtet worden. Nachträgliche Rekristallisationen bei niedrigerem Druck und höherer Temperatur sind dann immer noch zu berücksichtigen. An den stärker deformierten und verbogenen Randzonen der ca. 0,8 mm im Durchmesser großen Olivine kam es so bei der Druckentlastung zur Rekristallisation etwa 60 μ großer,

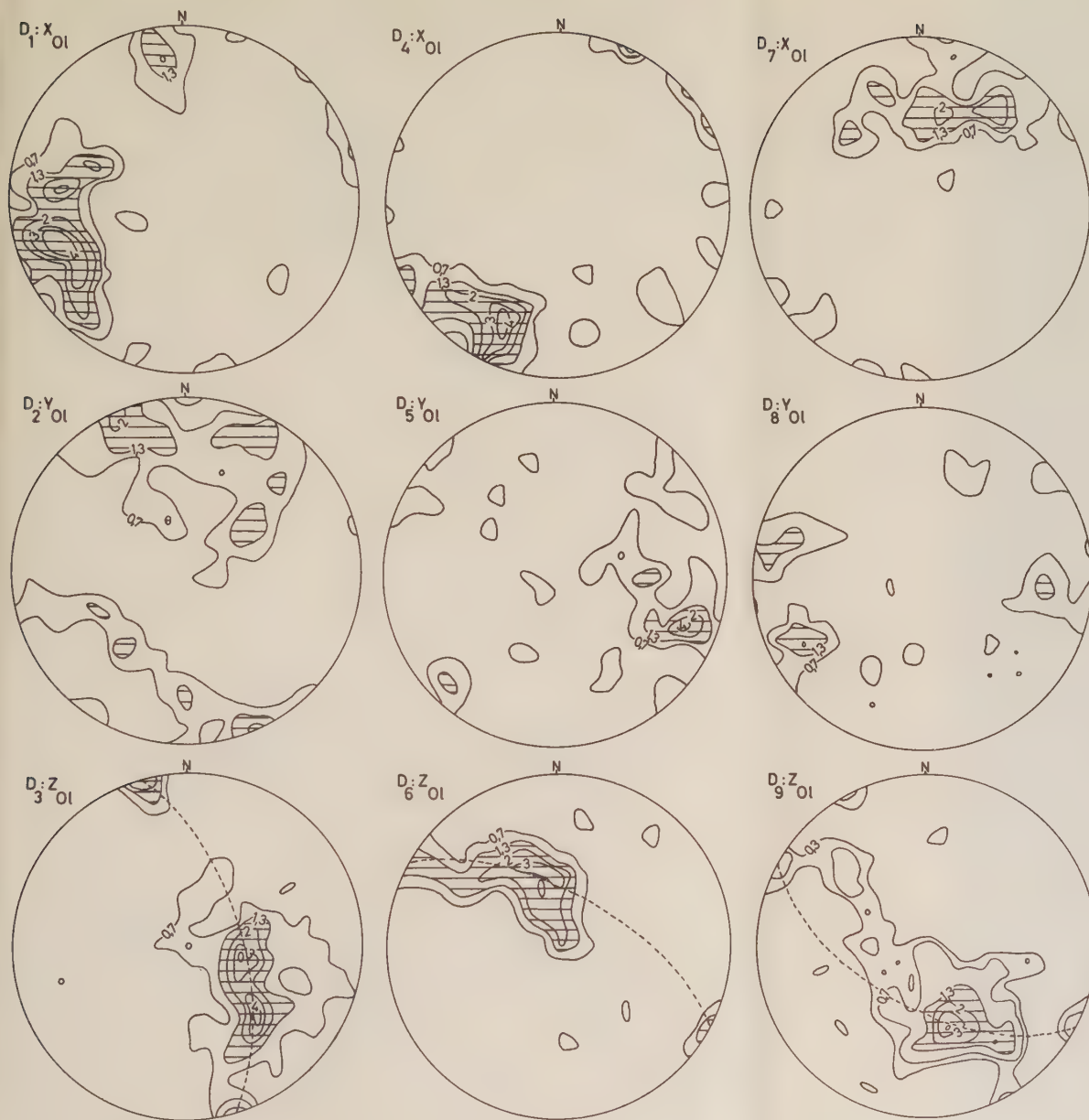


Abb. 1b. Olivinknolle 1667 von Gonterskirchen; die untereinanderstehenden Diagramme sind X_{Ol} , Y_{Ol} und Z_{Ol} des gleichen Schließes, dessen räumliche Lage in Abb. 1a bereits dargestellt wurde. D_1-3 : 113 Olivine vom Schnitt B. D_4-6 : 85 Olivine vom Schnitt BII. D_7-9 : 84 Olivine vom Schnitt BI. Besetzungsdichte: 0,7—1,3—2—3—4 %.

mosaikartig angelagerter Olivine, die weder Spinell- beschlagene Rupturen noch undulöse Auslöschung besitzen.

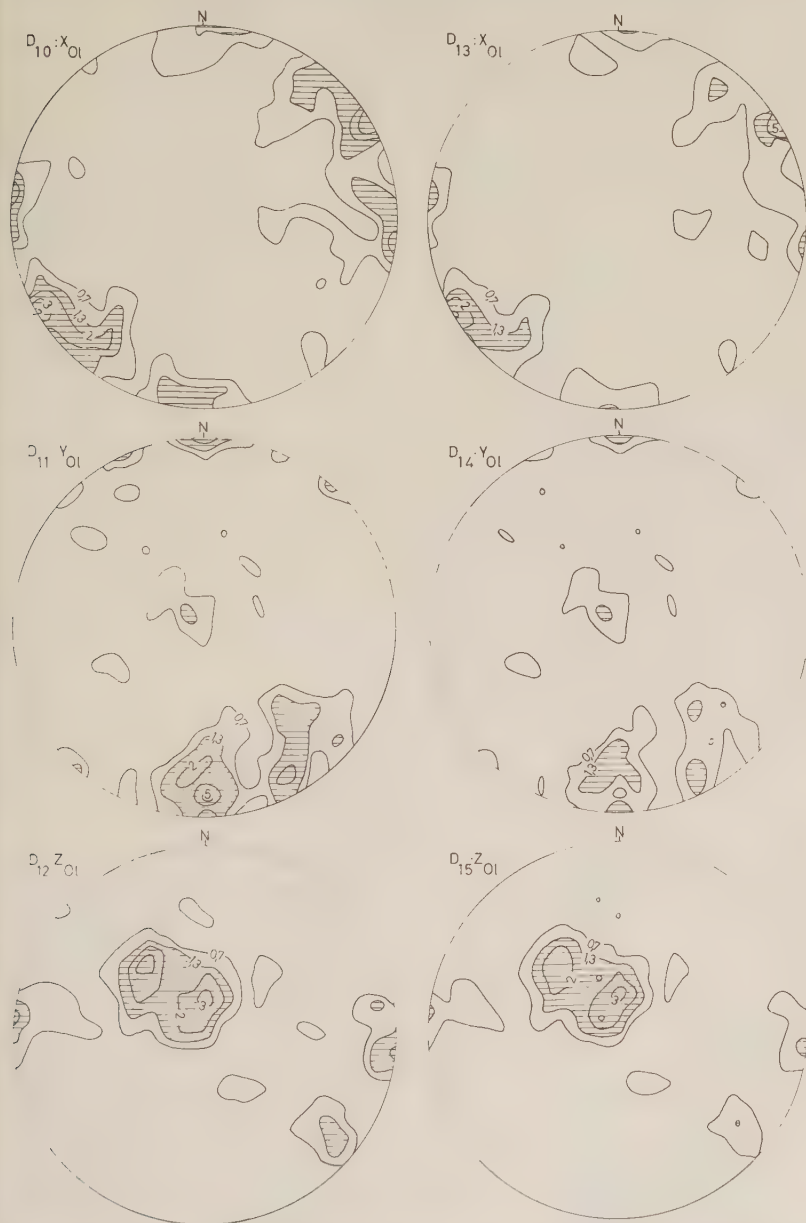


Abb. 2. Olivinknolle 1667; 100 Olivine vom Schnitt Lu, der nach B rotiert wurde. D_{10-12} wurde mit $k = 0,7$ korrigiert; D_{13-15} ist unkorrigiert. Besetzungsdichte: 0,7—1, 3—2—3—5—7%.

Die rekristallisierten Olivine sind wie beim Stillwater-Komplex erwartungsgemäß gitterorientiert und weisen im Kleinbereich eine rhombische Gefügesymmetrie mit stärkerer Tropic der Y_{Ol} -Pole auf. Sie wurden

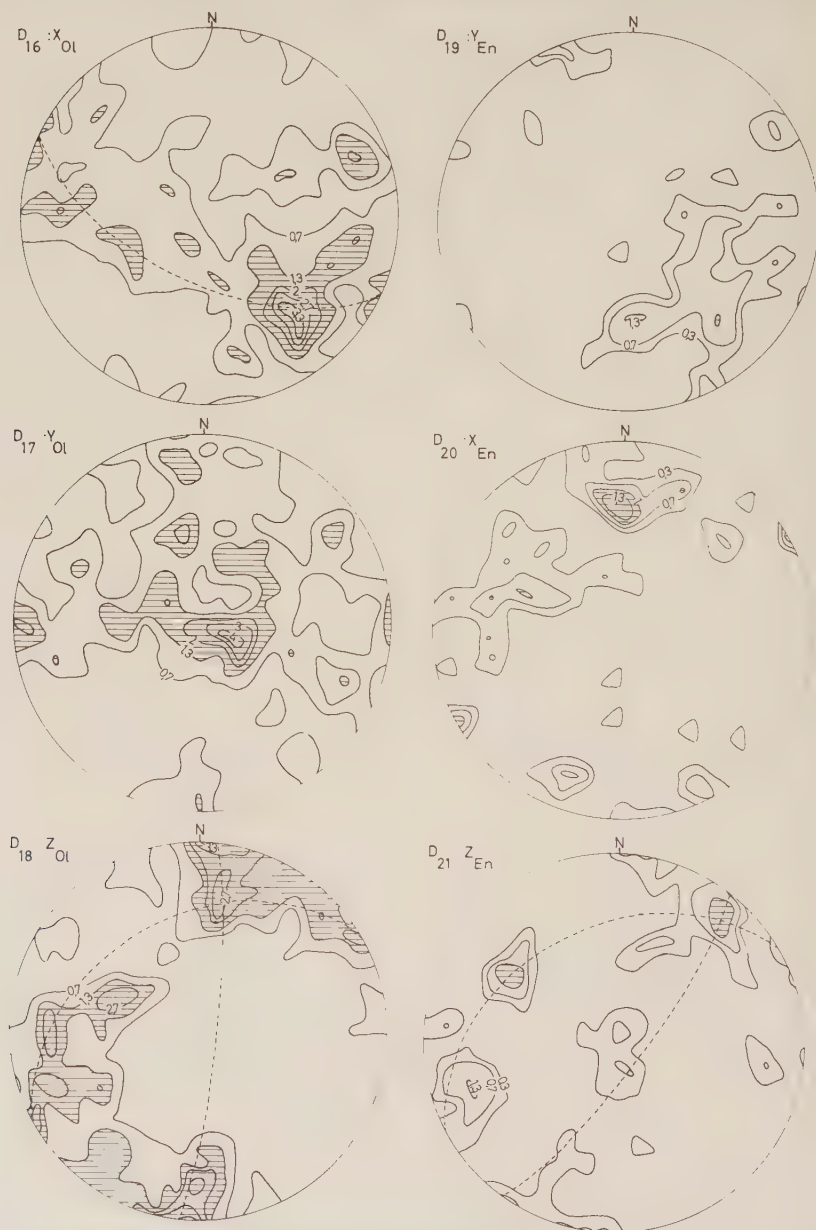


Abb. 3. Olivinknolle 1555 vom Hirzstein; 190 Olivine und 40 Enstatite vom Schnitt H_B ; Besetzungsdichte 0,7—1, 3—2, 7—3—3, 3—4% bzw. 0,3—0,7—1,3%.

in den Diagrammen nicht berücksichtigt, da sie das Gesamtgefüge nur wenig verändern. Die Rekristallisationstemperatur muß niedriger gewesen sein, da der Fayalitgehalt durchschnittlich etwas höher ist und zwischen 10—15 Mol.-% Fayalit schwankt. Erwähnenswert ist, daß auch das von ERNST (1935) veröffentlichte Gefügediagramm (Schliffnummer 22842) ebenfalls X_{O1} -Kreuzgürtel aufweist, womit hinreichend bewiesen ist, daß Olivinknollen eines Vorkommens konstant geregelt sind.

Im allgemeinen sind 90% der bislang untersuchten Olivingefüge S-Tektonite, und nur vereinzelt findet man sekundäre Tektonite. Dabei sind Merkmale plastischer Verformung (siehe COTTRELL 1953) in vielen Knollen vorhanden. Die dafür benötigte, kritische Schubspannung würde nach

WINKLER (1955) bei fehlgeordneten Kristallen um eine 10er Potenz (bei Metallen 100—1000×) kleiner sein als bei idealgebauten Kristallen. Im nächsten Kapitel soll u. a. untersucht werden, ob die von ROSS & FORSTER & MYERS (1954) wahrscheinlich gemachte homogene Zusammensetzung der kritischen Mineralphasen der Knollen auch hier zutrifft.

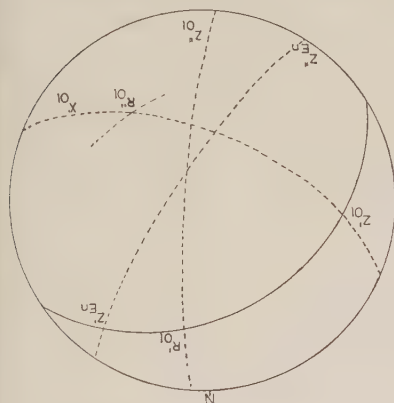


Abb. 4. Rotationsachsen R'_{01} und R''_{01} der Olivinknolle 1555 vom Hirzstein.

3. Petrographisch-geochemische Zusammensetzung der Olivinknollen und deren Wirtsbasalte

a) Modalzusammensetzung der Knollen

Sie bleibt bei den Olivinknollen der einzelnen Vorkommen relativ konstant. Nur die akzessorischen Gemengteile unterliegen im Dünnschliffbereich stärkeren Schwankungen (vgl. Tab. 1).

Tab. 1. Modalzusammensetzung der Olivinknollen in Vol.-% (ermittelt durch Point-Counter-Methode).

Vorkommen	Probennummer	Olivine	Orthopyroxene	Diopside	Spinelle
Gonterskirchen	1667	64,6	25,4	5,3	4,7
	1714	62,8	28,1	2,8	6,3
Hirzstein	1715	62,0	32,2	4,5	1,3
	1555	65,6	30,0	3,7	0,7
Zinster Berg	1666	71,0	17,4	5,8	5,8

± Serpentin

b) Chemische Pauschalzusammensetzung der Knollen

Wie aus Abb. 5 zu ersehen ist, weisen die Knollen eines Vorkommens unterschiedliche Oxidgehalte auf, wobei die Pauschalzusammensetzung nicht streng parallel der Modalzusammensetzung verläuft. Die großen Unterschiede im Fe_2O_3 -, Al_2O_3 -, NiO -, CaO -, Na_2O -, K_2O - und Co -Gehalt der Knollen eines Vorkommens können nicht allein den akzessorischen Gemengteilen zugeschrieben werden, da die Modalzusammensetzung der

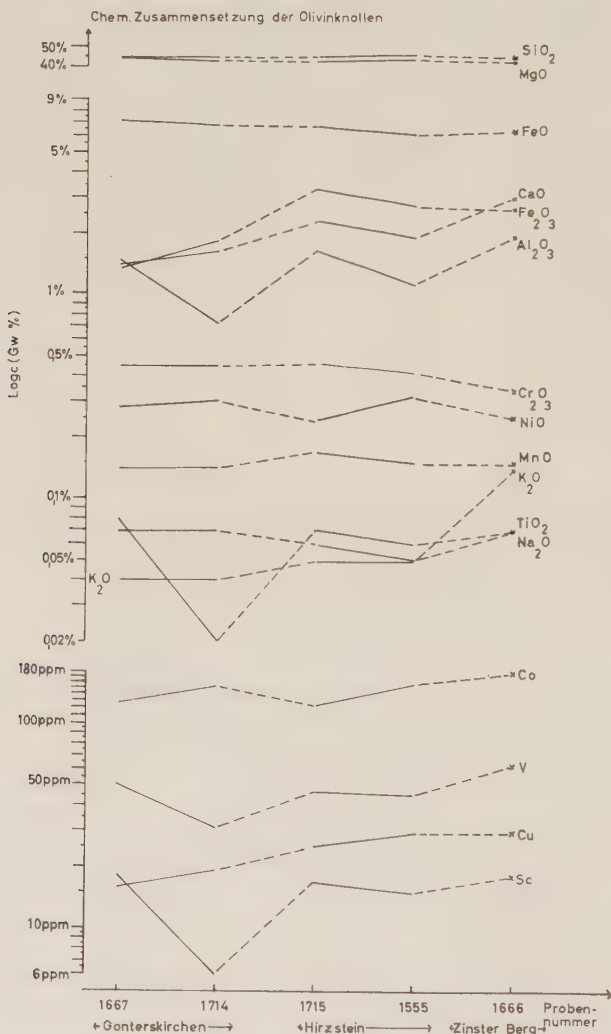


Abb. 5. Nach fallendem FeO - und Cr_2O_3 -Gehalt geordnete chemische Zusammensetzung der untersuchten Olivinknollen.

Knollen ziemlich homogen ist (vgl. Tab. 1). Der Grund dieser Diskrepanz sollte daher im wesentlichen in der wechselnden Zusammensetzung der Hauptminerale liegen.

c) Petrographische Zusammensetzung der Phasen

Da sich aus den mikroskopischen Achsenwinkelbestimmungen der Olivine und der Orthopyroxene in Dünnschliffen größere, bislang noch nicht gefundene Schwankungen im Fe/Mg-Verhältnis (vgl. Abb. 6) ergaben, wurde zur Überprüfung dieses Befundes die chemische Zusammensetzung lupenreiner Minerale unterschiedlicher Farbe sowohl röntgenographisch wie auch spektrographisch ermittelt. Die Analysen (siehe Anhang S. 20—23) ergaben eine mittlere Zusammensetzung von 9 ± 4 Mol.-% FeO für die Olivine und 10 ± 2 Mol.-% FeO für die Orthopyroxene in guter Übereinstimmung mit den röntgenographischen Daten unter Verwendung der Olivin-Reflexe von $d = (130)$ und $d = (174)$ nach AGTERBERG (1964). Die Variationsbreite der röntgenographisch und spektrochemisch ermittelten FeO-Gehalte der Olivine ist also, trotz unterschiedlicher Färbung, gegenüber den optischen Bestimmungen (siehe Summenkurve der Abb. 8) verhältnismäßig gering. So zeigen die 2V-Summenkurven vom Hirzstein und von Gonterskirchen im Gegensatz zum Zinster Berg, Forsteritmaxima, obgleich Forsterit röntgenographisch wie spektrochemisch nicht nachgewiesen werden konnte. Lediglich die Nebenmaxima sind reell. Für diese auffallende Diskrepanz macht WEISKIRCHNER (1951) im wesentlichen die Beteiligung der Spurenelemente Ca, Mn, und Ni am

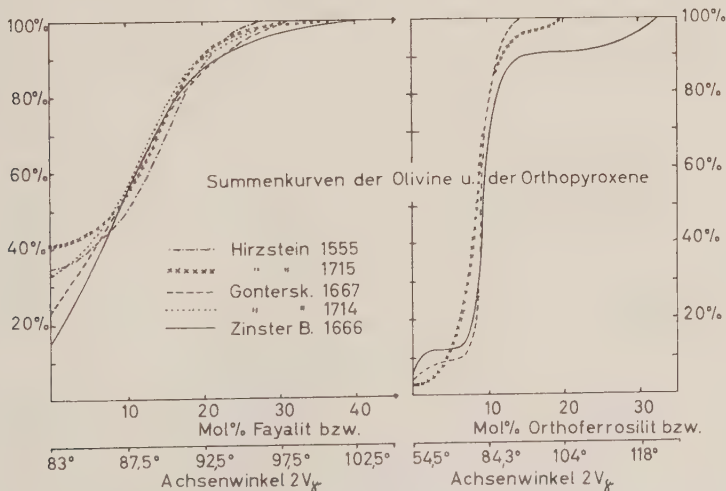


Abb. 6. Summenkurven der Olivine und Orthopyroxene von den untersuchten Knollen. 295 Olivine und 94 Orthopyroxene vom Hirzstein; 276 Olivine und 81 Orthopyroxene von Gonterskirchen; 147 Olivine und 86 Orthopyroxene vom Zinster Berg.

kristallchemischen Aufbau der Olivine verantwortlich. Diesbezüglich konnte hier jedoch keine Abhängigkeit zwischen den $2V$ - bzw. n_{β} -Werten und den Spurenelementen festgestellt werden. Vielmehr müssen diese strukturellen Baufehler durch unterschiedliche Temperatur- und Druckgradienten hervorgerufen worden sein. So wenig einerseits also die Summenkurven wirkliche Kriterien einer fraktionierten Kristallisation darstellen, so sind andererseits auch die Verteilungskoeffizienten K_d und K_t von KRETZ (1961), BARTHOLOMÉ (1961), COLLÉE (1963) u. a. ebenso wenig zur Bestimmung der wahren Kristallisationstemperatur geeignet, da der klassische Nernstsche Verteilungskoeffizient nicht für heterogene Gleichgewichte gilt. Wenn jedoch mit einer komplizierten Metamorphose zu rechnen ist, so muß bei der Berechnung der Verteilungskoeffizienten koexistierender Mineralphasen das Gibbs-Helmholtz'sche Gesetz angewandt werden, wonach dann die K_D -Werte bei Umwandlungen höherer Ordnung von Druck, Temperatur, Konzentration und Assoziationsgrad komplexbildender Moleküle abhängig sind. Als geologische Thermometer sind letztere nur unter Vorbehalt brauchbar, da eine exakte Bestimmung dieser kinetischen Parameter noch aussteht. Der komplexe Charakter dieser offensichtlich im Ungleichgewicht stehenden Phasen der Olivinknollen soll nun eingehender besprochen werden.

d) Chemische Zusammensetzung paragenetischer Minerale

Im Prinzip ergibt sich zwar eine ähnliche integrale Abhängigkeit der Haupt- und Spurenelemente vom Mineralbestand wie ROSS & FORSTER & MYERS (1954) bereits feststellten, jedoch variiert die chemische Zusammensetzung paragenetischer Minerale in einer Knolle, bei konstanter Modalzusammensetzung, beträchtlich. Die Variationsbreite des Mineralchemismus geben Abb. 7—11 (vgl. Anhang) wieder. Interessant ist hier ein Vergleich zwischen der Variationsbreite der Minerale vom Dreiser Weiher (siehe FRECHEN 1964), welche durch fortschreitende Differentiation während der intratellurischen und des subeffusiven Stadiums entstanden sein soll und derjenigen vom Hirzstein, Zinster Berg und von Gonterskirchen. Man erkennt deutlich, daß die Variationsbreite der Elemente in beiden Fällen etwa in der gleichen Größenordnung liegt. Bei diesem Vergleich erkennt man ferner, daß besonders der Al_2O_3 -Gehalt der Olivine vom Hirzstein, Zinster Berg und von Gonterskirchen einerseits und der Orthopyroxene vom Dreiser Weiher andererseits beträchtlich differiert.

Wenn also nach FRECHEN (1964) die Mafitknollen Frühdifferentiate ihres Wirtsbasaltes sein sollten, so müßten die koexistierenden Phasen wenigstens im cm-Bereich der Knollen eine konstante Zusammensetzung aufweisen. Wie man sieht, ist dies nicht der Fall. Die Phasen stehen vielmehr im metastabilen Zustand untereinander, bedingt durch einen komplizierten Folgereaktionsmechanismus der verschiedenen Phasen. Dabei sind die von ERNST (1936) u. a. gefundenen Zerfalls- und Umwandlungserscheinungen

zu berücksichtigen. Im folgenden sollen jedoch die Prinzipien der Haupt- und Spurenelemente diskutiert werden, um unter Umständen Anhaltspunkte für einen Generationswechsel der Phasen zu finden.

Tab. 2. Variationsbreite im Mineralchemismus der Mafitknollen vom Dreiser Weiher (FRECHEN 1963), Hirzstein, Zinster Berg und von Gonterskirchen (Verf. 1965) in Gew.-%.

	Dreiser Weiher	Hirzstein 1555	Gonterskirchen 1714	Zinster Berg 1666
Olivine				
MgO	50 — 46,3	50,9 — 49,9	50,7 — 42,8	55,3 — 44,1
FeO	7,9 — 12,7	10,4 — 8,1	9,1 — 9,5	9,9 — 8,4
SiO ₂	40,7 — 39,9	37,5 — 41,2	38,8 — 42,5	40,2 — 44,4
Al ₂ O ₃	0,32 — 0,61	0,07 — 0,43	0,8 — 4,3	0,87 — 1,4
CaO	0,63 — 0,19	0,05 — 0,16	0,09 — 0,07	0,10 — 0,7
NiO	0,36 — 0,44 — 0,27	0,33 — 0,4	0,34 — 0,38	0,37 — 0,27
TiO ₂	0,001 — 0,003	0,016 — 0,015	0,017 — 0,05	0,019 — 0,04
Cr ₂ O ₃	0,02 — 0,005	0,064 — 0,014	0,043 — 0,016	0,047 — 0,37
MnO	0,07	0,16 — 0,19	0,15 — 0,16	0,16 — 0,17
Enstatite				
MgO	34,9 — 29,7	35,0 — 36,8	33,8 — 33,0	
FeO	3,7 — 4,6	6,0 — 5,6	5,8 — 6,3	
Fe ₂ O ₃	1,7 — 2,4	—	—	
SiO ₂	55,6 — 52,7	55,3 — 54,0	57,1 — 56,2	
Al ₂ O ₃	1,8 — 7,7	2,0 — 1,9	1,6 — 2,6	
CaO	1,4 — 1,6	0,58 — 0,6	0,9 — 1,0	
NiO	0,07	0,12 — 0,09	0,11	
Na ₂ O	0,1 — 0,8	—	—	
Cr ₂ O ₃	0,6 — 0,2	0,66 — 0,7	0,46 — 0,50	

Man vergleiche hierzu Abb. 7—9 und die betreffenden Analysen im Anhang.

SiO₂—Al₂O₃:

Die Olivine und Orthopyroxene der Knollen sind, wie in den von HUCKENHOLZ (1965) untersuchten Basalten relativ an SiO₂ untersättigt; zur Wahrung der Elektroneutralität sollte dann Al³⁺ in die tetraedrische SiO₄-Gruppierung eingebaut werden. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die Berechnung der chemischen Formel nach der von HESS (1949) und BOWN (1964) vorgeschlagenen Methode nicht ganz exakt ist, da der O₂-Gehalt der Phasen nicht bestimmt wurde. Außerdem ist immer mit einer gewissen Fehlordnung der Kristalle zu rechnen. Dennoch sei die halbquantitative Betrachtungsweise gestattet. Al³⁺ kann dann sowohl in (4)- als auch in (6)-Koordination bei den Olivinen und Pyroxenen vorkommen. Beim Olivin 7b kann bis 6 Mol.-% Al³⁺ und bei den Enstatiten (8, 26, 29) können zwecks Ladungsausgleich 4, 7—17, 4 Mol.-% Al in (6)-Koordinat ion eingebaut werden. Da der Koordinationszahlwechsel PT-abhängig

ist, kann er auch zur Unterscheidung primärer oder sekundärer Mineralparagenesen herangezogen werden, falls diese Abhängigkeit experimentell bereits untersucht worden wäre. Eine Abschätzung der Reaktionsrichtung ist jedoch möglich. Phasen mit hoher K-Zahl der Kationen sollten, unter Berücksichtigung der „Basizität“, für die AlO_6 -Gruppierung und für die Hochdruckfazies der Kimberlite (Neuhaus 1963) charakteristisch sein. Umgekehrt sollte bei niedrigem Druck und hoher Temperatur das Gleichgewicht zugunsten der AlO_4 -Gruppierung verschoben werden. Dagegen haben die Orthopyroxene der Kimberlite nach O'HARA & MERCY (1963) nur geringe Al_2O_3 -Gehalte, etwa 0,75–1,5%, ganz entgegen den Erwartungen, wonach bei steigendem Druck eine Zunahme der Al_2O_3 -Löslichkeit im Enstatit bis maximal 14 Gew.-% bei 18,2 kbar und ca. 1400° C nach BOYD & ENGLAND (1959) stattfindet. Diese Anomalie wird von

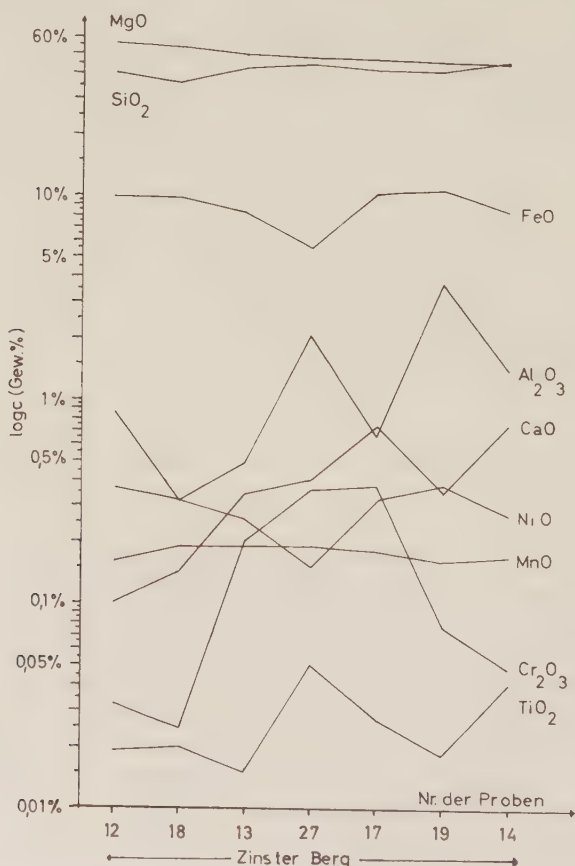


Abb. 7. Kristallchemischer Vergleich der nach fallendem MgO-Gehalt geordneten Olivine vom Zinster Berg.

O'HARA & YODER (1963), welche bei ca. 1100° C und 40 kbar aus Pyropklogiten im Subsolidusbereich Kimberlite synthetisierten, durch den Zerfall des Tschermakmoleküls (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+}) AlSiO_6 in Al-arme Enstatite und Diopside erklärt.

Die durch Al^{3+} -Einbau hervorgerufene Gitteraufweitung konnte leider röntgenographisch, auf Grund zu geringer Substanzmenge, nicht bestätigt werden. Desgleichen konnten I.R.-spektroskopisch keine Bandenverschiebungen nach kleineren Wellenzahlen festgestellt werden, weder im Bereich der MeO_6 -Absorptionsbanden zwischen 609—416 cm^{-1} noch im Bereich der SiO_4 -Grundschiwingung von 985—838 cm^{-1} . Dagegen wurde zwischen 609—420 cm^{-1} eine neue, nicht einwandfreie zu identifizierende Bande (vgl. Tab. 3 und Abb. 10) gefunden. Ergänzend dazu soll hier erwähnt werden, daß zur Bestimmung des Fayalitgehaltes der Olivine die Wellenzahlen ν_3''' und ν_4' nach DUKE & STEPHENS (1964) herangezogen werden können. Leider stimmen die I.R.-spektroskopisch ermittelten Gehalte nur größenordnung mit den spektrochemisch und röntgenographisch ermittelten Werten überein. Die vielfach vermutete Linearität zwischen dem Fayalitgehalt und den Absorptionsbanden ν_3''' und ν_4' besteht demnach nicht. Ferner zeigt es sich, daß die Spinelle, Diopside und Olivine eine relativ größere kristallchemische Variationsbreite als die Orthopyroxene aufweisen. Nur die SiO_2 - und FeO -Gehalte der „bronzitischen“ Enstatite, sowie MgO , NiO und Cr_2O_3 bleiben relativ konstant. Die Olivine, Diopside und Spinelle sind demnach in jeder Hinsicht stärker metamorph beeinflusst worden als die paragenetischen Enstatite. Auch die Farbänderung der Olivine vom Zinster Berg dürfte ein weiteres wichtiges Kriterium für einen Generationswechsel sein. Die eine Olivineneration besteht aus farblosen bis grün gefärbten Kristallen, die relativ SiO_2 -untersättigt sind und deren Kationenplätze weitgehend abgesättigt sind. Ferner besitzen sie durchschnittlich zweimal höhere NiO -, jedoch niedrigere CaO - und Cr_2O_3 -Gehalte. Die andere Generation setzt sich dagegen aus braunen bis dunkelbraunen, SiO_2 -gesättigten Olivinen mit niedrigerem MgO -Gehalt, aber höheren CaO - und Cr_2O_3 -Anteilen zusammen. Es ergeben sich somit zwei verschiedene Möglichkeiten der Bildung. Primärer Entstehung dürften

Tab. 3. Wellenzahlen der Olivinabsorptionsspektren in cm^{-1} .

Probennummer	Fa-Geh. aus		Al_2O_3	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	ν_3''' und ν_4'		Gew.-%	ν_3	ν_3''	ν_3'''	ν_1	ν_4'	ν_4''	ν^x	ν_2	ν_2''
12	8,5	6,2	0,86	984	955	886	839	606	506	461	426	418
19	7,3	6,3	3,7	985	956	886	840	606	508	471	426	417
7b	10,5	0,5	4,5	984	957	889	840	609	507	461	427	417

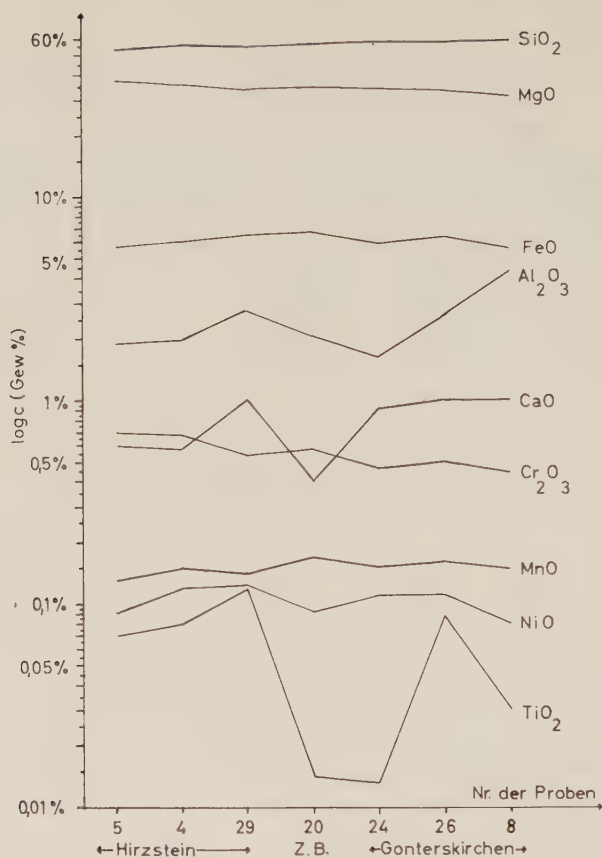


Abb. 8. Kristallchemischer Vergleich paragenetischer, nach fallendem MgO-Gehalt angeordneter Orthopyroxene verschiedener Vorkommen.

entweder die farblosen, SiO₂-untersättigten Olivine mit hohem Ni-Gehalt sein oder die braunen, SiO₂-gesättigten chrysolithischen Forsterite mit niedrigerem MgO-, jedoch höherem Ca- und Cr-Gehalt sein. Für die erste Möglichkeit spricht der höhere Ni-Gehalt. Allerdings ist nicht einzusehen, warum die primären Olivine SiO₂-untersättigt sein sollen, wenn sie mit der Pyroxenphase kristallisierten. Wahrscheinlich dürften die braunen, SiO₂-untersättigten Olivine daher primär gebildet worden sein, welche nachträglich bei der späteren Rekristallisation der Sekundärolivine oxidiert wurden. Durch spätere Umkristallisation fand also eine Verschiebung der Verteilungskoeffizienten statt, wobei sich besonders Ni²⁺ und Mg²⁺ in den sekundären Phasen anreicherte, während CaO und Cr₂O₃ eventuell in der Pyroxenphase fixiert wurde. Ein weiteres Kriterium für die primäre Entstehung der braunen Olivine ist der Al-Einbau. Im Gegensatz zu den

sekundären Olivinen ist, bedingt durch den höheren Druck, Al^{3+} oktaedrisch von 6-0-Atomen umgeben, um die überschüssige Ladung zu kompensieren. Zwischen den wahrscheinlich gemachten Generationen dürften gewisse Übergänge bestehen, sowohl hinsichtlich des Al-Gehaltes als auch im zunehmendem Oxidationsgrad bzw. in der Verfärbung von farblos über grün nach braun. Gleichzeitig scheinen die braunen Spinelle zunehmend opakere Randzonen zu bekommen. Einschränkend muß jedoch erwähnt werden, daß das $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis wegen zu geringer Substanzmenge chemisch nicht bestimmt werden konnte. Inwieweit auch die Farbe der Olivine vom Al-Cr-Verhältnis abhängig sein soll, wird im folgenden untersucht.



Nach GOLDSCHMIDT (1958) und WAGER & MICHELL (1951) kann Fe^{3+} (Ionenradius $R = 0,67 \text{ \AA}$) durch Cr^{3+} ($R = 0,64 \text{ \AA}$) bei ähnlicher Elektronegativität $\text{En}_{\text{Fe}^{3+}} = 1,8$ und $\text{En}_{\text{Cr}^{3+}} = 1,6$ diadoch ausgetauscht werden (vgl. Tab. 7—9). Ein anormales Verhalten tritt nach RINGWOOD (1957) durch Camouflage von Cr^{3+} durch Al^{3+} ($R = 0,57 \text{ \AA}$) in oktaedrischer Position ein, wie z. B. bei den Olivinen vom Zinster Berg (vgl. Abb. 7). Allgemein findet dies bei den Spinellen statt. Die grüne Farbe Cr-haltiger Silikate wird von NEUHAUS (1960) auch durch Tripletttaufspaltung des 4-F-Terms vom Cr^{3+} erklärt, welche wiederum durch subtile Gitteraufweitung des AlO_6 -Komplexes beim Cr-Einbau und einer damit verbundenen Kontrapolarisation der Si-Zentren nach der Kristallfeldtheorie hervorgerufen wird. Eine merkliche Grünfärbung dieser Olivine tritt erst ab 0,02% Cr_2O_3 ein. Die einzelnen Farbübergänge bzw. die Verschiebung der Absorptionsmaxima kommt nach NEUHAUS durch eine Rotverschiebung zustande, die infolge Koordinationszahlwechsel des farbgebenden Kations von sechs nach vier eintreten soll. Diese Rot-Grünfarbregel dürfte allerdings nur auf Silikate anwendbar sein, welche höhere Cr-Gehalte besitzen und am Aufbau einer Kristallstruktur eine wesentliche Rolle spielen. In unserem Fall ist die durch Cr^{3+} -Einbau hervorgerufene Ionen-Farbe zu vernachlässigen. Ähnlich wie die Olivine dürften auch die Diopside und Spinelle metatektisch beansprucht sein. Besonders Al^{3+} , Ti^{4+} , V^{5+} und Fe^{3+} zeigen extreme Schwankungen. Eine selektive Anreicherung der Spurenelemente in speziellen Mineralen ist zu beobachten. So werden in Übereinstimmung mit RINGWOOD (1957) mit steigendem Al^{3+} - und Fe^{3+} -Gehalt (vgl. Analysen und Abb. 9) in zunehmendem Maße auch V^{3+} ($R = 0,65 \text{ \AA}$), Cr^{3+} ($R = 0,64 \text{ \AA}$) und Ti^{4+} ($R = 0,69 \text{ \AA}$) auf Grund ähnlicher Ionenradien in den oktaedrischen Lücken angereichert (vgl. Tab. 5).

Die extremen Gehalte an Cr, Ti und V in den Spinellen gleichen die statistischen Schwankungen der chemischen Pauschalzusammensetzung der Knollen wieder aus, die wegen der kristallchemischen Variationsbreite der

Hauptminerale zu erwarten wären. Die primäre selektive Anreicherung der Spurenelemente ist phasenabhängig; die Natur der chemischen Elementverteilung zwischen Mineralen einer Phase ist dagegen wesentlich komplexer.

Mg—Fe—Ni:

Besonders eingehende petrographische Untersuchungen liegen vom geochemischen Verhalten des Ni vor, einmal von WAGER & MITCHELL (1951) während magmatischer Differentiation und von Vogt (1923), Ross &

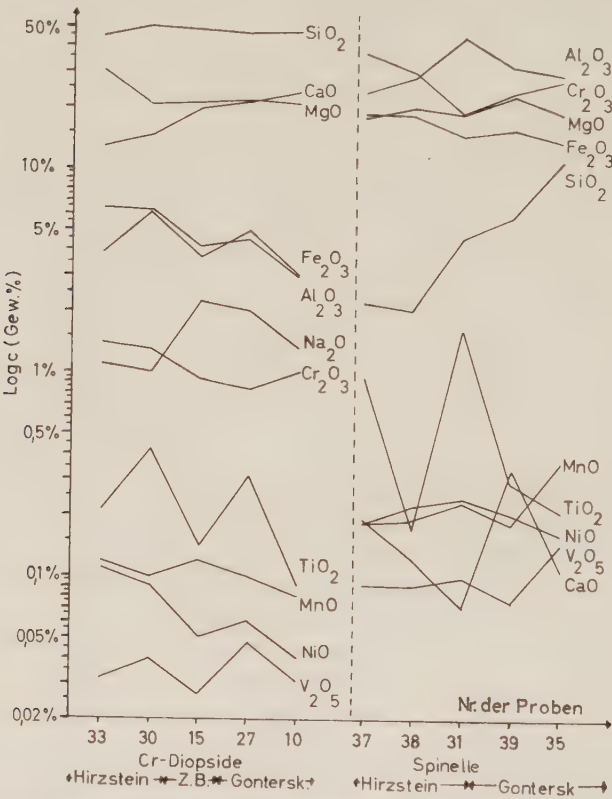


Abb. 9. Kristallchemischer Vergleich paragenetischer Cr-Diopside und Spinelle verschiedener Vorkommen.

Tab. 4. Relative Anreicherung von Cr₂O₃, TiO₂ und V in Olivinen, Pyroxenen und Spinellen verschiedener Vorkommen.

	Cr ₂ O ₃ (Gew.-%)	TiO ₂ (Gew.-%)	V (ppm.)
Olivine	0,014— 0,37	0,015—0,04	0—46
Enstatite	0,36 — 0,70	0,013—0,12	0—99
Cr-Diopside	0,82 — 1,40	0,09 —0,42	117—206
Spinelle	18,4 —36,2	0,17 —1,60	335—630

FORSTER & MYERS (1954), TALROT & HOBBS & SWEATMAN (1965), STEINBERG & MALKHOV (1963), WEDEPOHL (1963) u. a. in Ultramafiten und Basalten. Nach VOGT (1923) sollte, entsprechend den Regeln der geochemischen Elementverteilung von GOLDSCHMIDT, Mg^{2+} ($R = 0,66$) gegen Ni ($R = 0,69 \text{ \AA}$) ausgetauscht werden, zumal Ni erwartungsgemäß in Mg-reichen Ultramafiten stärker angereichert ist. Die verschiedenen Elektronegativitäten von Mg^{2+} ($En = 1,2$) und Ni^{2+} ($En = 1,7$) sprechen nach RINGWOOD (1955), bei gleichen relativen Größenunterschieden der Ionenradien von Fe^{2+} und Mg^{2+} , gegen eine solche Schlußfolgerung.

Während bei den Olivinen eine strenge Abhängigkeit zwischen Ni und Fe, entgegen den experimentellen Versuchen, besteht, kann man bei den paragenetischen Pyroxenen keinen linearen Zusammenhang feststellen. Nach den Synthesen von R. SCHWAB (1965, unveröffentlicht) sollte demnach keine selektive Anreicherung von Ni in Abhängigkeit von Fe in den Olivinen und Orthopyroxenen stattfinden. Wie bei den natürlichen Paragenesen wird Ni in den Olivinen $2\text{--}3\times$ stärker angereichert als in den Bronziten und Diopsiden. Eine gute Linearität im Ni/Fe-Verhältnis der Knollenolivine und Einsprenglingsolivine haben TALBOT & HOBBS & WILSHIRE & SWEATMAN (1963) festgestellt. Das Ni/Fe-Verhältnis nimmt nach ihren Untersuchungen mit zunehmendem Basaltkontakt ab (vgl. entsprechende Basalt- und Olivinanalysen, Abb. 7—11).

Die Ni-Verteilung in den verschiedenen Gesteinen ist im wesentlichen abhängig von der Zusammensetzung Mg-reicher, mafitischer Erstkristallite.

Co—Sc—Mn—Cu—Na:

Abweichend verhalten sich Co und Sc, während die Mn-Gehalte in den Silikaten durchweg konstant bleiben. Cu konnte als Spurenelement nur halbquantitativ erfaßt werden. Von einzelnen Ausnahmen abgesehen, kann man im allgemeinen eine relative Zunahme des Cu vom Olivin über Enstatit zum Diopsid hin erkennen, da Fe^{2+} ($R = 0,74 \text{ \AA}$) von Cu^{2+} ($R = 0,72 \text{ \AA}$) und Cu^{+} ($R = 0,96 \text{ \AA}$) durch Na^{+} ($R = 0,98 \text{ \AA}$) nach RINGWOOD (1957) substituiert werden kann. Es kann, wie WAGER & MITCHELL (1951) am Skaergaardkomplex feststellten, sowohl in den Frühkristalliten eines basischen Magmas als auch an „Akkumulaten“ eines Restmagmas angereichert sein.

Erwähnenswert ist weiterhin, daß die Spinelle immer mehr oder weniger hohe SiO_2 -Gehalte besitzen. Diese stammen in den meisten Fällen von Olivineinschlüssen. Letztere verfälschen die Zusammensetzung der Spinelle etwa um 10 Gew.-%, wie man aus Abb. 9 erkennen kann. Umgekehrt kommen natürlich Spinelle auch in Olivinen vor, was auf eine Zersetzungsgleichgewicht hindeuten könnte. Seltener findet man Einschlüsse von Olivinen in Enstatiten und umgekehrt. Die Pauschalzusammensetzung des Wirtsminerals wird dadurch nur wenig beeinflusst. Abschließend kann man

feststellen, daß zwar allgemeine Prinzipien der ROSS & FORSTER & MYERS (1954) u. a. in den Olivinknollen gefundenen Elementverteilung gewahrt bleiben, jedoch der Mineralchemismus paragenetischer Olivine, Diopside und Spinelle im Gegensatz zu den Orthopyroxenen im einzelnen auffallend großen Schwankungen in einer Knolle unterworfen ist, so daß eine quantitative geochemische Bilanz nur unter Vorbehalt gezogen werden kann.

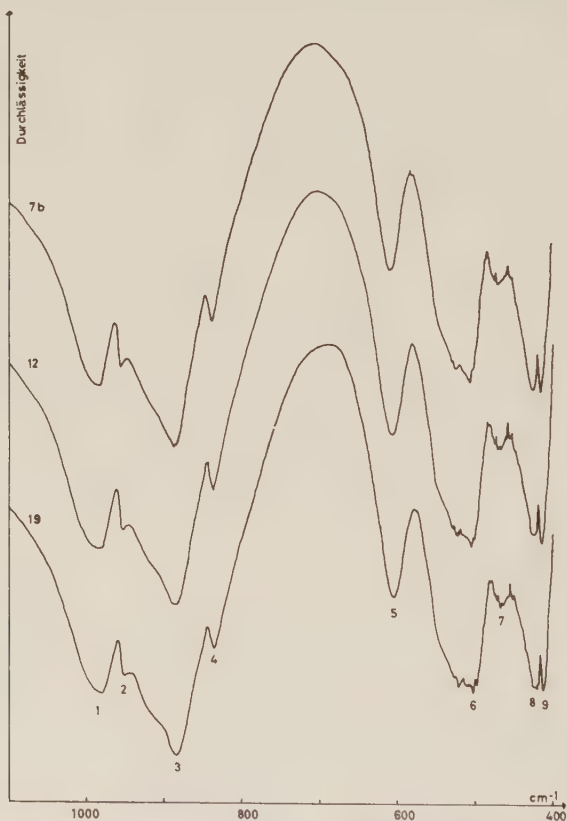


Abb. 10. Ultrarotspektren der Olivine 7b, 12, 19 im Bereich von 1000—400 cm^{-1} .

e) Die Wirtsbasalte und deren mafische Einsprenglinge

Die obermiozänen bis pliocänen Basalte sind vorwiegend fluidal-texturiert, teilweise mit ophitischer Struktur. Die feinkörnigen Basalte sind schwach an SiO_2 untersättigt (si: 80, 5—89,6) und an Na_2O etwas übersättigt. (alk: 11,6—15,3). Sie gehören dem theralithgabbroiden Magmentyp im weiteren Sinne an. (Niggli- und C.I.P.W.-Werte bei den Analysen). Eine nähere Untersuchung der Basalte war im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht geplant und bleibt deshalb weiteren Untersuchungen vorbehalten.

Tab. 5. Modalzusammensetzung der Basalte in Vol.-% (ermittelt durch Dünnschliff-integration).

Vor- kommen	Ergußgestein	Plag.	Ti- Augit	Neph.	Analz.	Erz	Oliv.	Ortho- pyr.
Gonters- kirchen	Olivinnepheli- nit 1915	5,7 An ₃₉	44,8	30	±	7,8	10,4 Fa ₁₀	1,3 Ofs ₁₄
	dsgl. mit Sonnenbrand- erscheinungen 1914	4,4 An ₃₉	46,0	10,7	16,7	13,2	10 Fa ₁₅₋₂₆	± Ofs.
Hirzstein	Alkalibasalt 1913	40 An ₃₃	36,0	—	—	8,6	13,1 Fa ₁₁	2,7 Ofs ₁₄
Zinster Berg	Alkalibasalt 1912	25,1	41,0	—	—	6,0	18,3 Fa ₂₅	9,6 Ofs ₁₅

Die Olivinknollen der Alkalibasalte vom Zinster Berg und besonders vom Hirzstein sind gegenüber den Knollen des Olivinnephelinites stärker kontaktmetamorph beeinflusst. Man kann im allgemeinen folgende Umwandlungserscheinungen erkennen:

1. Sukzessive thermische „Ausheilung“ der Translationslamellen der Olivine bei zunehmender Kontaktmetamorphose, insbesondere der Einsprenglingsolivine.
2. Ausbildung eines deutlichen Zonarbaus von idiomorphen Einsprenglingsolivinen, die im Kern aus ca. 10 Mol.-% Fayalit und am Rand aus ca. 25 Mol.-% Fayalit bestehen.
3. Zerfall der Einsprenglinge durch inkongruentes Schmelzen:
im Frühstadium: Zerfall der Spinelle in Titanomagnetite: Zerfall der Orthopyroxene in ein feingranulares Häufwerk von Olivin und Augit in Abhängigkeit vom O₂-Partialdruck, vom freien Alkali- und Ti-Gehalt der Basaltschmelze, von Druck und Temperatur.
im Spätstadium: Völliger Zerfall der Enstatite tritt bei hydrothermaler Sonnenbrandbildung im Falle Gonterskirchen ein. Letztere dürfte mit der von HUCKENHOLZ definierten Erzphase identisch sein, da auch hier höhere Erzgehalte auftreten. Ferner werden die Cr-Diopside und die reliktschen Olivine weitgehend zerstört.
4. Relative Zunahme des FeO-Gehaltes und Abnahme des NiO-Gehaltes in den Olivinen der Wirtsbasalte (vgl. Tab. 7).

Gegenüber den Olivinknollen und deren Paragenesen sind die Wirtsbasalte, abgesehen von starken Schwankungen im Fe₂O₃-Gehalt auf Grund eines höheren O₂-Partialdruckes im Sonnenbrand (höhere Erzgehalte!),

relativ konstant zusammengesetzt. Bei ähnlichen SiO_2 -, FeO - und Fe_2O_3 -Gehalten kann man folgende Anreicherungsfaktoren der Elemente bzw. Oxide im Wirtsbasalt gegenüber den Knollen feststellen: K_2O ca. $200\times$, Na_2O ca. $100\times$, TiO_2 ca. $33\times$, Al_2O_3 ca. $9\times$, Cu ca. $6\times$, CaO ca. $5\times$, V $4\times$; eine Verarmung tritt ein bei MgO um den Faktor $0,35$, bei Cr_2O_3 um $0,2\times$, bei Co um $0,2$ und beim NiO um $0,1\times$. Die niedrigen Alkali- und z. T. Erdalkaligehalte (Ca) und die hohen Mg , Cr , Ni und Co -Gehalte sind also besonders kennzeichnend für die Olivinknollen. Die Ni -Anreicherung der Knollen ist nicht zurückzuführen auf die Pentlanditausscheidung, da der S -Gehalt der Knollen nur etwa $0,005\%$ im Durchschnitt beträgt (KNOLLE 1667). Die Co -, Ni - und Cr -Gehalte der Wirtsbasalte könnten durch eine

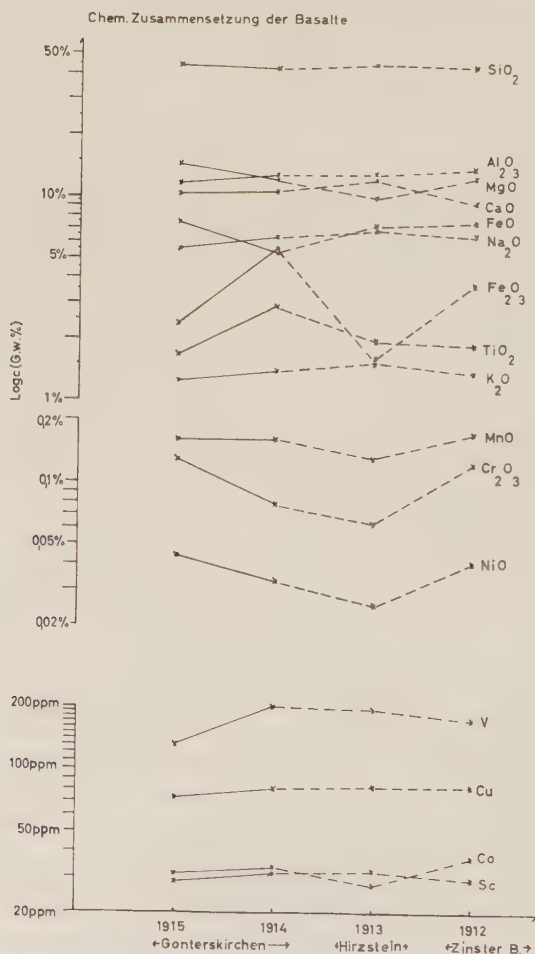


Abb. 11. Relativ homogene Pauschalzusammensetzung von Basalten mit verschiedener Modalzusammensetzung.

Tab. 6. Änderung des FeO- und NiO-Gehaltes der Olivine mit zunehmender Beeinflussung durch das basaltische Magma.

Vorkommen	in den Kn.	im Bas.	in Agglom.	Analytiker
Plateau du Velay. . .	Fa ₁₅	Fa ₁₅₋₃₅	Fa ₄₅	VILMINOT (1962)
Gonterskirchen . . .	Fa _{14,4}	Fa ₁₅₋₂₆	—	Verf. (1965)
Hirzstein	Fa _{11,5}	Fa _{11,5}	—	Verf. (1965)
Zinster Berg	Fa ₁₂	Fa ₂₅	—	Verf. (1965)
Kerquelen	xenolith Fa ₁₁	xenocryst Fa ₁₆	phenocryst Fa ₂₉	TALBOT & HOBBS & WIL-
Navas	NiO: 0,27%	0,20%	0,11%	SHIRE & SWEATMAN (1963)

10—20%ige vollständige Assimilation und Diatexis von lherzolitischem Ausgangsmaterial im Sinne von ERNST erklärt werden. Aufschlußreich ist hierzu ferner die Feststellung WEDEPOHLS (1963), wonach bislang nicht zu erkennen ist, daß die Cr-Ni-Gehalte der Olivinknollen systematisch vom fördernden Basalttyp abhängen. Wahrscheinlich kann dies nur durch einen verschiedenen Assimilationsgrad an Peridotit- und Eklogitmaterial gedeutet werden. Interessant sind diesbezüglich die kürzlich von HUCKENHOLZ (1965) postulierten Stadien der basaltischen Magmenentwicklung der Hocheifel. Gewisse Einwände sind dabei auf Grund der durch „phasenmechanische“ Trennverfahren verursachten Fehler und der großen, vom Verfasser gefundenen „primären“ Variationsbreite der kritischen Hochdruck-Hochtemperaturparagenese zu machen. Huckenholz unterscheidet hier zwischen einem initialen Hochdruck-Hochtemperaturstadium, einem intratellurischen, einem effusiven und einem subeffusiven Stadium der Basalte usw. Als Ausgangsmaterial der druckabhängigen Manteldiatexis oder Metatexis wird, nach YODER & TILLEY (1962), ein Peridotit klinopyroxentischer-granatoider Zusammensetzung angesehen. Dabei scheint der vermutete druckspezifische Charakter der Orthopyroxene nur in Alkalibasalten eine gewisse Rolle zu spielen. Nach den Niederdruck-Hochtemperatursynthesen von R. SCHWAB (freundl. mündl. Mitt. 1966) wird die Keimbildung der Bronzite bei der Zersetzung der Olivine weitgehend vom stabilisierenden SiO₂ und höherem O₂-Partialdruck der Schmelze begünstigt. Zur Klärung der Orthopyroxenbildung stehen damit verschiedene mehr oder weniger gut experimentell unterbaute Ansichten zur Diskussion. Einmal könnte der Enstatit durch den Zerfall des Tscherma-kmoleküls bei einem Druck ≤ 20 kbar und 1500° C in Al-arme Enstatite und Al-reiche Klinopyroxene entstehen, was jedoch nicht mit dem mikroskopischen Befund im Einklang steht. Weiterhin könnte nach YODER & TILLEY (1962) eine Enstatitausscheidung im initialen Hochdruck-Hochtemperaturstadium erfolgen. Letztere werden jedoch unter intratellurischen Bedingungen, z. B. in einer subvulkanischen, MacDonaldschen Magmenkammer

auf Grund höherer Alkaligehalte und eines höheren O_2 -Partialdruck zerfallen. Im subvulkanischen Stadium sind also, übereinstimmend mit früheren Beobachtungen, die kritischen Mineralparagenesen weitgehend instabil, so daß sich das Olivin/Orthopyroxen-Verhältnis von $(4-2) : 1$ in einem intermediären, präsubvulkanischen Stadium eingestellt haben muß. Da der MgO/FeO -Verteilungskoeffizient durchschnittlich eins ist, sollte es sich nach R. SCHWAB (1966) um ein Gleichgewicht handeln. Interessant dabei ist jedoch, daß die anderen Elemente so stark variieren und eine quantitative, geochemische Bilanz dadurch erschweren. Dies kann mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit nur durch einen komplizierten Zersetzungs- und Folgereaktionsmechanismus der Knollenparagenese erklärt werden, wobei die Stabilität der Bronzite speziell berücksichtigt werden muß.

4. Zusammenfassung

Das Gefüge der Olivinknollen ist, bei verschiedenem Grad der Externrotation, einmal als primärer S-Gürteltektonit (Zinster Berg, Gonterskirchen) und zum anderen als sekundärer „Kreuzgürteltektonit“ mit primärer und sekundärer Rotationsachse vom „Auvergne-Typ“ (COLLÉE 1963) bei den Hürzsteinknollen ausgebildet. Dabei kann man verschiedene Stadien der metamorphen Deformation mit z. T. reliktsicher Rotationsachse unterscheiden. Neben primären, durch Biegegleitfaltung plastisch verformten Olivinen mit Translationslamellen können noch kleinere, etwa 60μ große, rekristallisierte Olivine unterschieden werden, die im Kleinbereich ein posttektonisches, mosaikartiges Anlagerungsgefüge pseudorhombischer Symmetrie zeigen und keine Translationslamellen besitzen. Ferner ist auffällig, daß, mit Ausnahme von Gonterskirchen, die Orthopyroxene der beiden anderen Vorkommen, trotz ausgeprägter Spaltbarkeit, nicht die starken Zerscherungen zeigen, wie man sie nach einer mehrphasigen Deformation des Olivinegefüges erwarten sollte. Den verschiedenen Deformationsstadien geht eine mehrphasige Metamorphose und Rekristallisation der Mineralphasen einher. Ein enger Zusammenhang scheint zwar zu bestehen, kann jedoch im einzelnen nicht bewiesen werden, zumal die durch Druckänderungen hervorgerufenen Phasenumwandlungen wesentlich geringer sein dürften, als die temperaturbedingten partiellen Rekristallisationen. Ferner kann man eine randliche Kontaktmetamorphose der Knollen durch den Wirtbasalt stets erkennen, jedoch fehlt ein makroskopischer Zonarbau sowohl in gefügekundlicher wie auch in mineralchemischer Hinsicht. Ergänzend zu den früheren geochemischen Untersuchungen konnte festgestellt werden, daß der Mineralchemismus der Phasen, trotz relativ konstanter isochemischer Pauschalzusammensetzung der Olivinknollen, so starken Schwankungen im cm-Bereich der Knolle unterworfen ist, daß die allgemeinen Prinzipien geochemischer Elementverteilung lokal nicht immer gewahrt bleiben. Die Phasen der Knolle spiegeln jedoch einen komplizierten

Folgereaktionsmechanismus wieder. Die primären Olivine sind durch spätere Oxidation während der Rekristallisation der sekundären Olivinphase braun gefärbt worden. Bezeichnend für die primären Olivine ist eine ausgeprägte Absättigung an SiO_2 , so daß Al^{3+} bei höherem Druck nur noch in 5-Koordination vorkommen kann, da Korundausscheidungen nicht beobachtet werden konnten. Die primäre Phase besitzt weiterhin auffallend hohe Ca-, Cr- und V-Gehalte, die durch partielle Lösung von Diopsid nach KUSHIRO & SCHAIRER (1963) bedingt sein könnten. Die sekundären Olivine weisen dagegen höhere Ni-Gehalte auf, und sind meistens SiO_2 -untersättigt, daher wird zum Ladungsausgleich das Al vorwiegend in 4-Koordination eingebaut werden. Dieser Koordinationszahlwechsel ist durch eine Änderung des Druckes und der Temperatur bedingt.

Analog verhalten sich auch die Diopside, die nach GREEN (1964), als Diopside primärer Entstehung, höhere Al_2O_3 - (von 4–7%), höhere TiO_2 -, V_2O_5 - und höhere Fe_2O_3 -Gehalte (vgl. Analysen 27, 30) besitzen sollten. Entsprechend wären bei den sekundären Diopsiden niedrigere Al_2O_3 -, jedoch höhere Cr_2O_3 - und CaO-Gehalte (vgl. Analysen 10, 15) zu erwarten. Bei den koexistierenden Spinellen dagegen ist ein reziprokes Verhalten zwischen Al und Cr zu beobachten. Fe_2O_3 , NiO und CaO variieren ebenfalls stark. Auffallend konstant zusammengesetzt sind dagegen die „reaktions-spezifischen“ Orthopyroxene, wenn man von kleineren Schwankungen im Al-, Ca- und Ti-Gehalt absieht. Besonders die sonst so empfindlichen Spurenelemente Ni und Cr zeigen keine bedeutenden Konzentrationsverschiebungen. Erwähnenswert ist ferner, daß durch Druckerhöhung die Löslichkeit von Al^{3+} im Enstatit bei 18,2 kbar und 1400°C bis auf 14 Gew.-% nach BOYD & ENGLAND (1959) ansteigt. Die relativ homogene Zusammensetzung der bronzitischen Enstatite sowie der Regelungsgrad und die Deformation, führen letztlich zu der Annahme, daß die Enstatite während eines intermediären Transformationsstadiums unter Streß kristallisiert sein müssen. Im subvulkanischem Stadium der Alkalibasalte tritt dann ein weitgehender Zerfall der kritischen Mineralassoziationen ein unter z. T. völliger Assimilation durch den Wirtsbasalt. Gegenüber den Eklogitknollen dürften die Olivinknollen auf Grund ihrer größeren Häufigkeit aus einem höheren, intermediären Transformationsstadium der Submoho-Zone des oberen Erdmantels herkommen. Die kristallchemischen Unterschiede der Phasen entstanden durch einen Zersetzungs- und Folgereaktionsmechanismus der Olivine unter Bildung von Orthopyroxenen. Dabei wurden allgemeine Prinzipien der geochemischen Elementverteilung durch Reaktionen höherer Ordnung vielfach umgekehrt. Eine Differentiation und Agglomeration der Olivinparagenese in einer Magmenkammer eines Subvulkans ist daher auszuschließen, zumal auch in textueller Hinsicht mehrere metamorphe Umwandlungen festzustellen sind. Der komplexmetamorphe Charakter der Olivinknollen ist jedoch beim augenblicklichen Stand der Erforschung des oberen Erdmantels noch vieldeutig.

Abschließend möchte ich Herrn Prof. Dr. TH. ERNST für die Überlassung der Arbeit und für seine großzügige Unterstützung herzlich danken. Ferner gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. W. P. DE ROEVER, Herrn Prof. Dr. E. DEN TEX, Herrn Univ.-Dozent Dr. K. VON GEHLEN und Herrn Univ.-Dozent Dr. W. LINDEMANN für wertvolle Anregungen und wichtige Diskussionsbeiträge.

Erlangen, den 9. 3. 1966

5. Untersuchungsmethoden

a) Mikroskopische Methoden

Es wurden insgesamt dreißig orientierte Dünnschliffe mit ca. 2800 Körnern gefügekundlich nach der Methode von REINHARDT (1931) untersucht und drehkonoskopisch nach SCHUMANN (1941, 1955) Achsenwinkelbestimmungen $2V_z$ von ca. 900 Olivinen und ca. 350 Enstatiten vorgenommen. Bei der statistischen Auswertung der 70 Gefügediagramme wurde das hexagonale Netz von KALSBECK (1963) bevorzugt. Einige der Diagramme wurden rotiert, um den Einfluß des Schnitteffektes und dessen Korrektur nach der Methode von SANDER & KASTLER & LADURNER (1953, 1957) quantitativ zu verfolgen.

Aus Platzgründen sollen hier nur die wichtigsten Diagramme dargestellt werden. Neben Anschliffuntersuchungen wurden von den jeweils von Hand aussortierten und unter dem Binokular von Verunreinigungen befreiten Körnern klassisch und phasenkontrast-mikroskopisch die Brechungsindizes bestimmt.

b) Röntgenographische Methoden

Zur Bestimmung des Fe-Gehaltes der Olivine wurden asymmetrische Straumanisaufnahmen mit $\text{Fe}_{K\alpha}$ -Strahlung (Bel. 6 Std. 35 kV, 15 mA) gemacht. Aus den Reflexen d_{130} und d_{174} wurde entsprechend den Regressionsformeln von AGTERBERG (1964) der Fayalitgehalt mit einer maximalen Streuung von 5 Mol.-% berechnet.

c) Ultrarotspektroskopische Methoden

Zur Ermittlung des Fe-Gehaltes der Olivine und zum qualitativen Nachweis eines Al_2O_3 -Einbauses in deren Gitter durch eventuelle Frequenzverschiebungen wurden I.R.-Spektren von Herrn BÜRNER (Fa. Beckman) aufgenommen und vom Verfasser ausgewertet. Die Spektren der Olivine (KBr-Preßlinge) wurden mit einem Beckmann I.R.-9-Gerät im Bereich von $1200\text{--}400\text{ cm}^{-1}$ (Sp. 1, $5 \times \text{Std.}$, Verst. 9,35%, Geschw. 3,4 cm/sec. Zeitkonst. 32 sec., Auflösung $0,5\text{ cm}^{-1}$) aufgenommen.

d) Naßchemische Methoden

Die SiO_2 -, Fe_2O_3 -, CaO -, MgO -Gehalte der Olivinknollen und der Basalte wurden vorwiegend nach klassischen Methoden bestimmt, FeO dagegen nach einer kombinierten Methode. Nach dem HF — H_2SO_4 — H_3BO_3 -Aufschluß unter N_2 -Spülung wurde mit 0,1 n $\text{Ce}(\text{SO}_4)_2$ -Lösung und 0,01 n o-Phenanthrolinlösung als Indikator titriert.

e) Spektrographische Bestimmung der Haupt- und Spurenelemente

Bei der geringen Substanzmenge der Minerale von 2—15 mg war diese Untersuchungsmethode unerläßlich. Eine sehr gute Auflösung garantierte ein 3,4 m Jaco-Ebert-Gitterspektrograph (14630 l.p.i., Anordnung Z 4) von Hilger-Watts bei anodischer Anregung mit 10 Amp. Gleichstrom für Makro- und 5 Amp. für Mikroproben. Zur Aufnahme der Bogenspektren im Bereich von 2300—4300 Å wurden 9×24 Platten (Perutz Blau 450 und Gevaert Scientia 23 D 50) verwendet. Für die photometrische Auswertung stand ein Jarell-Ash Komparator zur Verfügung, für die graphisch-numerische K-Wertermittlung wurde ein Respektragerät und zur abschließenden 100%igen Konzentrationsbestimmung mechanische Rechenmaschinen verwendet. Die Aufnahmen, einschließlich 20 der insgesamt 41 Vollanalysen führte freundlicherweise Frl. Eder aus. Als Eichsubstanzen wurden verwendet: SM 140, W-1, Kaiser 3b, Olivinfelse von Gonterskirchen und Sunnmøre/Norwegen. Der relative Analysenfehler beträgt maximal $\pm 6\%$.

f) Flammenphotometrische Bestimmungen

Die Alkali- und Erdalkaligehalte der Basalte und der Olivinknollen wurden mit einem registrierenden Flammenphotometer PMQII von Zeiss mit automatischem Wellenlängenvorschub nach der Schnellmethode von KONOPICKY & SCHMIDT (1959) mit einem relativen Fehler von $\pm 1\%$ bestimmt.

6. Anhang

Olivinknollenanalysen

	Gonterskirchen		Hirzstein		Zinster Berg
	1667	1714	1715	1555	1666
SiO ₂	44,01	44,07	44,02	44,55	42,31
TiO ₂	0,08	0,02	0,07	0,06	0,07
Al ₂ O ₃	1,45	0,73	1,65	1,13	1,62
Fe ₂ O ₃	2,73	1,82	3,32	2,73	2,63
FeO	7,20	6,78	6,74	6,05	6,35
MnO	0,16	0,14	0,17	0,15	0,15
MgO	41,51	43,80	41,69	42,06	41,60
CaO	1,41	1,64	2,31	1,90	2,96
Na ₂ O	0,07	0,07	0,06	0,05	0,07
K ₂ O	0,04	0,04	0,05	0,05	0,14
NiO	0,28	0,30	0,24	0,31	0,25
Cr ₂ O ₃	0,45	0,45	0,46	0,41	0,34
H ₂ O-	0,20	0,35	0,50	0,62	0,37
Glühverlust	0,06	0,12	0,62	0,76	0,48
	100,49	100,33	100,18	100,10	100,24

Co	127	152	126	158	(179)ppm
Cu	(16)	(19)	(25)	(28)	29
V	51	31	47	45	62
Sc	15	6	17	15	18
al	1,12	0,58	1,32	0,92	1,55
fm	96,90	96,04	95,24	96,21	95,46
c	1,99	2,35	3,35	2,80	2,89
alk	0,12	0,12	0,12	0,11	0,22
si	59,40	59,09	59,59	61,34	59,08
mg	0,89	0,90	0,88	0,67	0,89
h	0,26	0,54	2,08	3,49	2,25
w	0,29	0,19	0,31	0,29	0,27

Olivinanalysen

	3	2	28	32	6	23	9	7b
SiO ₂	37,50	41,20	39,00	40,18	38,80	40,80	37,30	42,50
TiO ₂	0,010	0,015	0,016	0,015	0,017	0,017	0,010	0,050
Al ₂ O ₃	0,43	0,07	2,77	1,34	0,80	1,43	0,31	4,30
FeO	10,43	8,10	9,52	8,70	9,07	9,77	9,70	9,50
MnO	0,16	0,19	0,15	0,15	0,15	0,14	0,16	0,16
MgO	50,91	49,90	47,91	48,98	50,69	47,27	51,90	42,80
CaO	0,16	0,05	0,20	0,20	0,09	0,13	0,14	0,07
NiO	0,33	0,40	0,37	0,37	0,34	0,38	0,33	0,38
Cr ₂ O ₃	0,064	0,014	0,054	0,056	0,043	0,043	0,056	0,016
	100,00	99,90	99,99	100,00	100,00	100,00	99,83	99,82

Olivinanalysen (Fortsetzung)

	139	189	156	160	139	152	167	176
Co	139	189	156	160	139	152	167	176
Cu	248	n. b.	350	(13)	13	9	18	1266
V	34	n. b.	28	32	30	26	n. b.	n. b.
n_α	1,654	1,649	1,654	1,652	1,653	1,656	1,660	1,647
n_β	1,672	1,667	1,670	1,670	1,670	1,674	1,670	1,666
n_γ	1,689	1,688	1,690	1,691	1,692	1,694	1,692	1,688
^1Fa	10	7	10	9,5	10	11	8,5	8
^2Fa	10,3	7,8	10	9,1	9,1	10,4	8,9	9,1
^3Fa	7,7	—	—	10,1	8,4	8,5	—	9,8
^4Fa	—	—	—	—	—	—	—	10,5

Molquotienten bezogen auf 4 0

	0,931	1,004	0,957	0,981	0,953	0,990	0,926	1,031
Si	0,931	1,004	0,957	0,981	0,953	0,990	0,926	1,031
Ti	—	—	—	—	—	—	—	0,001
Al	0,013	0,002	0,080	0,039	0,023	0,042	0,009	0,123
Fe	0,217	0,165	0,195	0,178	0,186	0,202	0,201	0,193
Mn	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Mg	1,884	1,811	1,751	1,782	1,858	1,738	1,919	1,547
Ca	0,004	0,001	0,005	0,005	0,002	0,003	0,004	0,002
Ni	0,007	0,008	0,007	0,007	0,007	0,008	0,007	0,007
Cr	0,001	—	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	—

Farbe: grün farblos farblos grün hellgrün hellgrün gelblich grünl.
 ^1Fa = opt. W.; ^2Fa = spektrosk. W.; ^3Fa = röntgenograph. W.; ^4Fa = I. R.-spektroskop. W. (vgl. Tab. 4).

Olivinanalysen vom Zinster Berg

	12	14	17	13	19	18	22
SiO ₂	40,15	44,40	41,40	41,80	40,00	35,60	44,00
TiO ₂	0,019	0,04	0,027	0,015	0,018	0,020	0,05
Al ₂ O ₃	0,87	1,40	0,65	0,49	3,75	0,32	2,10
FeO	9,88	8,40	10,20	8,10	10,92	9,80	5,50
MnO	0,16	0,17	0,18	0,19	0,16	0,19	0,19
MgO	55,23	44,10	46,20	48,60	44,35	53,50	47,10
CaO	0,10	0,74	0,72	0,34	0,34	0,14	0,40
NiO	0,37	0,27	0,32	0,26	0,38	0,32	0,15
Cr ₂ O ₃	0,047	0,37	0,20	0,044	0,076	0,024	0,36
	100,00	99,89	99,90	99,84	100,00	99,92	99,85
Co	139	113	135	132	155	150	151
Cu	8	10	23	9	10	54	n.b.
V	26	46	34	—	29	—	n.b.
n_α	1,664	1,663	1,657	1,648	1,660	1,668	n.b.
n_β	1,671	1,672	1,676	1,667	1,679	1,676	n.b.
n_γ	1,691	1,692	1,695	1,687	1,699	1,696	n.b.
2V _z	87,5°	87,5°	88°	86°	89°	88°	n.b.
^1Fa	9,5	10,0	11,5	8	13	12	n.b.
^2Fa	9,1	9,7	11,0	8,1	12,1	11,4	6,2
^3Fa	6,7	8,5	7,3	8,5	8,5	n.b.	4,9
^4Fa	8,5	—	—	7,3	—	—	—

Molquotienten bezogen auf 4 0

Si	0,929	1,076	1,017	1,017	0,983	0,888	1,050
Ti	—	0,001	0,001	—	—	0,001	0,001
Al	0,024	0,030	0,019	0,014	0,109	0,009	0,059
Fe	0,191	0,170	0,210	0,165	0,224	0,205	0,110
Mn	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004
Mg	1,903	1,593	1,691	1,761	1,624	1,989	1,674
Ca	0,003	0,019	0,019	0,009	0,009	0,004	0,010
Ni	0,007	0,005	0,006	0,005	0,008	0,007	0,003
Gr	0,001	0,007	0,004	0,001	0,002	—	0,007

Farbe: hellgrün, braun, dunkelbraun, farblos, hellgrün, farblos, dunkelbraun.

Enstatitanalysen

	4	5	29	24	26	8	20
SiO ₂	55,30	54,00	54,70	57,10	56,20	57,50	55,51
TiO ₂	0,008	0,07	0,12	0,013	0,086	0,03	0,014
Al ₂ O ₃	2,00	1,90	2,80	1,62	2,60	4,30	2,09
Cr ₂ O ₃	0,68	0,70	0,54	0,46	0,50	0,44	0,57
MnO	0,15	0,13	0,14	0,15	0,16	0,15	0,17
FeO	6,00	5,60	7,40	5,83	6,30	5,50	6,57
MgO	35,00	36,80	33,00	33,83	33,00	30,90	33,99
CaO	0,58	0,60	1,00	0,90	1,00	1,00	0,40
NiO	0,12	0,09	0,13	0,11	0,11	0,08	0,09
	99,90	99,90	99,83	100,00	99,95	99,90	100,00
Co	n.b.	n.b.	87	71	n.b.	62	n.b. ppm
Cu	(27)	(44)	17	22	27	16	24
V	n.b.	n.b.	67	95	92	n.b.	99
Sc	n.b.	n.b.	15	n.b.	16	n.b.	n.b.
n _α	1,664	1,665	1,668	1,666	1,670	1,668	1,667
n _β	1,669	1,669	1,672	1,670	1,675	1,672	1,672
n _γ	1,675	1,675	1,677	1,676	1,680	1,679	1,678
2V _z	79°	80°	84°	81°	89°	83°	84°
Of	8	8,5	10,5	9	12	9,5	10,5*
Of	8,9	7,9	9,1	8,8	11,2	9,1	10,5**

* mikroskop. W. ** spektroskop. W.

Molquotienten bezogen auf 6 0

Si	1,918	1,876	1,910	1,968	1,944	1,970	1,927
Ti	0,002	0,002	0,003	—	0,002	0,001	—
Al	0,082	0,078	0,115	0,066	0,148	0,174	0,086
Fe	0,174	0,163	0,216	0,168	0,182	0,158	0,191
Mn	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,005
Mg	1,808	1,905	1,716	1,737	1,701	1,577	1,758
Ca	0,022	0,022	0,037	0,033	0,037	0,037	0,037
Ni	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,002	0,003
Cr	0,018	0,019	0,015	0,012	0,014	0,012	0,016

Diopsidanalysen

	Hirzstein		Zinster Berg	Gonterskirchen	
	33	30	15	10	27
SiO ₂	44,50	49,50	48,00	46,40	45,60
TiO ₂	0,21	0,42	0,14	0,09	0,31
Al ₂ O ₃	3,90	6,10	3,70	3,00	5,00
Fe ₂ O ₃	6,30	6,20	4,10	2,90	4,50
MnO	0,12	0,10	0,12	0,08	0,10
MgO	29,70	20,70	21,20	20,60	21,30
CaO	12,80	14,60	19,60	23,70	21,00
NiO	0,11	0,09	0,05	0,04	0,06
Cr ₂ O ₃	1,40	1,30	0,92	1,00	0,82
Na ₂ O	1,10	1,00	2,20	2,00	1,30
	100,00	99,90	100,00	99,80	99,90
Co	n. b.	n. b.	56	n. b.	n. b.
Cu	(27)	(88)	(33)	(148)	(53)
V	140	175	117	136	206
Sc	20	38	46	46	47
n _α	1,650	—	1,647	1,647	1,648
n _β	1,656	—	1,651	1,652	1,653
n _γ	1,684	—	1,673	1,675	1,675
2 V _z	55°	—	50°	64°	64°
c/γ	24°	—	28°	38°	38°

Molquotienten bezogen auf 6 0

Si	1,607	1,751	1,734	1,743	1,673
Ti	0,007	0,011	0,004	0,003	0,009
Al	0,212	0,325	0,223	0,133	0,248
Fe	0,171	0,165	0,112	0,082	0,126
Mn	0,004	0,003	0,004	0,003	0,003
Mg	1,560	1,091	1,141	1,115	1,164
Ca	0,495	0,553	0,758	0,954	0,825
Na	0,077	0,068	0,154	0,146	0,093
Cr	0,040	0,034	0,027	0,030	0,024
Ni	0,003	0,003	0,002	0,001	0,002

Basaltanalysen

	Gonterskirchen		Hirzstein	Zinster Berg
	1915	1914	1913	1912
SiO ₂	43,54	42,21	44,02	43,10
Al ₂ O ₃	11,72	12,63	12,84	13,64
TiO ₂	1,67	2,85	1,93	1,85
MgO	14,19	12,10	9,88	12,43
MnO	0,16	0,16	0,13	0,17
FeO	7,46	5,33	7,14	7,50
Fe ₂ O ₃	2,38	5,05	1,59	3,66
CaO	10,25	10,63	12,15	9,30
Na ₂ O	5,60	6,23	6,85	6,21
K ₂ O	1,24	1,35	1,55	1,36
H ₂ O-	0,72	0,84	1,20	0,50
H ₂ O+	1,53	0,38	0,33	0,10
	99,94	99,86	99,76	99,82
Cr	890	525	423	850 ppm
Ni	344	258	195	315
Co	31	33	27	37
Cu	72	80	81	81
V	131	203	194	172
Sc	28	31	31	29
al	12,80	14,30	15,10	15,20 (Niggli-
fm	54,90	50,90	43,90	52,80 werte)
c	20,55	21,40	24,69	19,00
alk	11,65	13,40	15,31	13,00
si	81,40	80,50	89,60	82,00
k	0,13	0,13	0,13	0,13
mg	0,72	0,68	0,67	0,67
n	9,50	2,62	2,18	0,64
w	0,22	0,46	0,16	0,30
C.I.P.W.:	III. 6. 3. 4.		III. 6. 2. 4.	III. 6. 2. 4.

Spinellanalysen

	31	37	38	39	35
SiO ₂	4,28	2,20	2,00	5,80	10,93
TiO ₂	0,17	0,92	1,60	0,29	0,21
Al ₂ O ₃	44,10	23,70	27,70	31,50	28,80
Fe ₂ O ₃	14,30	18,40	18,20	15,60	13,50
MnO	0,23	0,18	0,19	0,18	0,36
MgO	18,25	17,90	20,00	22,90	18,80
CaO	0,07	0,19	0,12	0,33	0,11
Cr ₂ O ₃	18,40	36,20	29,90	23,10	26,90
NiO	0,24	0,18	0,22	0,20	0,16
	100,04	99,87	99,93	99,21	99,77

Co	41	123	123	123	30 ppm
Cu	34	24	32	240	13
V	437	391	391	335	630

Analysen von Gonterskirchen: Knolle 1667: 23, 24, 26, 27, 35.
Knolle 1714: 8, 6, 9, 7b, 10, 39.

Analysen von Hirschstein: Knolle 1715: 29, 30, 33, 32, 28, 31, 37, 38.
Knolle 1555: 2, 3, 4, 5.

Analysen vom Zinster Berg: Knolle 1666: 12, 14, 13, 17, 18, 22, 20, 15, 19.

Anmerkung zum Literaturverzeichnis: Die Arbeit von CHALLIS, G. A. (1965) konnte hier nicht mehr berücksichtigt werden, da die von ihm angeführten Verteilungskoeffizienten sowie die Werte aus den konoskopischen Achsenwinkelmessungen und die verwendeten Röntgenreflexe der Olivine für eine quantitative Auswertung nur unter Vorbehalt herangezogen werden können. Ferner dürfen die Abbildungen 6 und 7 auf Seite 350—351 nicht ohne weiteres verallgemeinert werden.

7. Literaturverzeichnis

- AGERTBERG, F. P.: Statistical analyses of X-ray data for olivine. — *Miner. Mag* **33** (1964), 742.
- BARTHOLOMÉ, P.: Co-existing pyroxenes in igneous and metamorphic rocks. — *Geol. Mag.* **98** (1961), 346.
- BAUTSCH, H. J.: Mineralogisch-petrographische Untersuchungen an Chrommagnetit- und Forsteritsteinen. — *Freib. Forsch. H. C.*, **106** (1960), 1.
- BOWEN, N. L. & SCHAIRER, J. F.: The system $MgO-FeO-SiO_2$. — *Amer. J. Sci.*, **29**, (1935), 151.
- BOYD, F. R. & ENGLAND, I. L.: Melting of silicates at high pressure. — *Ann. Rep. Director Geophys. Lab.* (1961—62), 115.
- BROTHERS, R. N.: Petrofabric analyses of Rhum and Skaergaard layered rocks. — *J. & Petrol.* **5** (1964), 255.
- CHALLIS, G. A.: The origin of New Zealand ultramafic intrusions. — *J. Petrol.* **6** (1965), 322.
- COLLÉE, A. L. G.: A fabric study of lherzolites with special references to ultrabasic nodular inclusions in the lavas of Auvergne (France). — *Leids Geol. Med.*, **28** (1963), 1.
- DAVIS, B. T. C. & ENGLAND, I. L.: Melting of forsterite Mg_2SiO_4 at pressures up to 47 kolibars. — *Ann. Rep. Director Geophys. Lab.* (1962—63), 119.
- DUKE, D. A. & STEPHENS, I. D.: Infrared investigations of the olivine group minerals. — *Amer. Miner.*, **49** (1964), 1388.
- ERNST, TH.: Folgerungen für die Entstehung der Basalte aus dem speziellen Auftreten der Pyroxene in diesen Gesteinen. — *Geol. Rdsch.*, **51** (1961), 364.
- Peridotitic Inclusions in Basalts as Mantle Material? — *Int. Geol. Congr.* 22 th. Session, New Dehli (1964).
- FRECHEN, J.: Kristallisation, Mineralbestand, Mineralchemismus und Förderfolge der Mafite vom Dreiser Weiher in der Eifel. — *N. Jb. Miner. Mh.* 9/10 (1963), 205.
- GREEN, D. M.: The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard Area, Cornwall. — *J. Petrol.* **5** (1964), 134.
- HARTMANN, P. & PERDOK, W. G.: On the relation between structure and morphology of crystals. — *Acta Cryst.*, **8** (1955), 49.

- HUCKENHOLZ, H. G.: Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hoheifel. I. Die Klinopyroxene der Alkaliolivinbasalt-Trachyt-Assoziation, Beitr. Miner. Petr. **11**, 2 (1965), 39.
- JACKSON, E. D.: Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper **385** (1961), 37.
- KAMP, W. B.: Theory of preferred crystal orientation developed by crystallisation under stress. — J. Geol., **67** (1959), 153.
- KRETZ, R.: Some applications of thermodynamics to co-existing minerals of variable compositions, Examples: Orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-granet. — J. Geol. **69** (1961).
- KUSHIRO, I. & SCHAIRER, I. F.: New data on the system diopside-forsterite-silica. — Ann. Rep. Director Geophys. Lab. (1962—63), 95.
- NEUHAUS, A.: Über die Ionenfarben der Kristalle und Minerale am Beispiel der Chromfärbungen. — Z. Kristallogr., **113** (1960), 195.
Die modernen Hochdruck-Hochtemperatur-Experimente und die Diamant-Griquat-Genese und Paragenese (Eine Stabilitätsbetrachtung vom Blickpunkt der Koordination. — N. Jb. Miner. Mh., 9/10 (1963), 250.
- O'HARA, M. I. & YODER, H. S.: Partial melting of the mantle. — Ann. Rep. Director geophys. Lab. (1962—63), 66.
- RALEIGH, C. B.: Gild mechanism in experimentally deformed minerals. — Science **150**, 3697 (1965), 739.
- RINGWOOD, A. E.: The principles governing trace elements distribution during magmatic evolution. Part I (the influence of electronegativity). — Geochim. Cosmochim. Acta **7** (1955), 189.
- ROSS, C. S.; FORSTER, M. D. & MYERS, A. T.: Origin of dunites and olivine-rich inclusions in basaltic rocks. — Am. Miner., **39** (1954), 693.
- SHTENBERG, D. S. & MALAKHOV, I. A.: The distribution of nickel in ultramafic rocks of the Ural. — Geochim., **11** (1963), 18020.
- TALBOT, J. I.; HOBBS, B. E.; WILSHIRE, H. G. & SWEATMAN, T. R.: Xenoliths and xenocrysts from lavas of the Kerquelen Archipelago. — Amer. Miner. **48** (1963), 159.
- TEX, E. DEN: Gefügekundliche und geothermometrische Hinweise auf die tiefe, exogene Herkunft lherzolitischer Knollen aus Basaltlaven. — N. Jb. Miner. Mh. 9/10 (1963), 225.
- TUREKIAN, K. K.: The chromium und nickel distribution in basaltic rocks and eclogites. — Geochim. Cosmochim. Acta, **27** (1963), 835.
- TURNER, F. J.: Preferred orientation of olivine crystals in peridotites, with special reference to N. Zealand examples. — Trans. Proc. Roy. Soc. N. Zealand, **72** (1942), 280.
- VILMINOT, J. C.: Les nodules de peridotite dans les basaltes du Velay (Haute-Loire). — Lab. Petr. Faculté des Sci., Paris, **3** (1962).
- VOLL G.: New work on petrofabrics. — Geol. J., 2 (1960), 503.
- WAGER, L. R. & MICHELL, R. L.: The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma, a further study of the Skaergaard-intrusion, East Greenland. — Geochim. Cosmochim. Acta, **1** (1951), 129.
- WEDEPOHL, K. H.: Die Nickel- und Chromgehalte von basaltischen Gesteinen und deren Olivinführenden Einschlüsse. — N. Jb. Miner. Mh. 9/10 (1963), 237.
- YODER, H. S. & TILLEY, C. E.: Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock system. — J. Petrol., 3 (1962), 342.

Bei der Schriftleitung druckfertig eingegangen am 15. Mai 1966.

Anschrift des Verfassers:

Dr. D. SCHÜTZ, Mineralogisches Institut der Universität, 852 Erlangen, Schloßgarten 5.

LEBENS LAUF

Als Sohn des Elektromonteurs Karl Schütz und seiner Ehefrau Hildegard, geb. Lisker, wurde ich, Dieter Schütz, am 8. 1. 1937 in Eisenach geboren. Von 1943 bis 1946 war ich Schüler der dortigen Volksschule und trat später in die Volksschule von Pappenheim/Bay. über. Ab 1948 besuchte ich die Oberrealschule in Dinkelsbühl, an der ich am 15. 7. 1957 die Reifeprüfung ablegte. Im Wintersemester 1957/58 begann ich mit dem Studium der Geologie an der Universität Erlangen-Nürnberg. Hier legte ich am 22. 2. 1960 die Diplom-Geologen-Vorprüfung und am 19. 3. 1962 die Diplom-Geologen-Hauptprüfung ab.

Meine Diplomarbeit führte ich bei Herrn Prof. Dr. B. von FREYBERG aus. Danach wechselte ich zur Mineralogie über und fertigte vom November 1962 bis Mai 1965 die Dissertation bei Herrn Prof. Dr. Th. ERNST im Mineralogischen Institut Erlangen an.

